



TITLE:

Core Project;固体惑星深部の直接探査計画

AUTHOR(S):

中島, 善人

CITATION:

中島, 善人. Core Project;固体惑星深部の直接探査計画. 物性研究 1992, 57(4): 540-586

ISSUE DATE:

1992-01-20

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/94849>

RIGHT:

Core Project ; 固体惑星深部の直接探査計画

東京大学 理学部 地球惑星物理学科 中島善人
e-mail address: yoshito@
kafka.bk.tsukuba.ac.jp

(1991年8月28日受理)

【要旨】

地球内部物理学は現在、地磁気の原因やマントル対流のモード（2層対流か1層対流か）など多くの未解決問題をかかえている。これらの多くは地球深部への直接探査によって容易に解明できるであろう。そこで我々は、Core Projectという名称の地球内部の直接探査計画を提案する。Core Projectでは、探査船が地底を進み、地球深部の情報を地上に送信しながら、100年かかって地球中心核（the Earth's Core；地下2900km以深）に到達することを想定している。

Core Projectを実行するにあたって発生する原理的な問題として、耐圧耐熱、推進、通信、エネルギー供給の4つがある。耐圧に関しては、最も効果的な耐圧原理を明らかにし、たとえば完全結晶のダイヤモンドを使用すると耐圧球殻の外径内径比を2程度に抑えられることを示した。耐熱に関しては、肉厚100mの岩石で船を囲めば、マントルからの熱の侵入を100年間防ぐことができる。目標推進速度（ $2900\text{ km}/100\text{ yr} = 1\text{ mm}/\text{s}$ ）は、船を半径数kmの鉄球にすると船の自重によるStokes沈降によって達成できる。通信に関しては、P波を使ったパルス幅10sの線形PCM通信を使うと $0.1\text{ bit}/\text{s} = 3 \times 10^6\text{ bit}/\text{yr}$ の通信速度が可能である。また、探査活動（通信や観測など）のエネルギー供給手段としては原子力の他にも、船自身の一部を低温熱源、マントルを高温熱源とするカルノーサイクルが有望である。

マントル物質のサンプリングを行わなければ、Core Projectは、原理的に実現可能である。その場合は、船内に搭載した地震計・重力計・磁力計・温度計・電気伝導度計などで情報を獲得することになる。それでも「マントル対流は、2層対流か1層対流か」「ダイナモモデルの検証」「外核対流の揺らぎ」「D層の空間分布と組成」などの重要問題解明に貢献する貴重な情報を獲得できる。本研究は数百年後に行なわれるであろう地底探査に、必要不可欠な理論的基礎と展望を与えようとするものである。

1章 緒論

地球および惑星内部物理学は、惑星表面および深内部で発生する現象を理解することを、その究極目標の一つとする。この目的を達するためには、まず現象を観測してデータを蓄積する必要がある。

さて、現在の状況をreviewしてみよう。まず、惑星表面での現象については、アポロ計画、バイキング計画、ボイジャー計画によって地球だけでなく他の惑星表面についても多くのことが解明されつつある。たとえば、我々は木星の衛星イオの火山活動 (Smith et al., 1979) や海王星の衛星トリトンの表面 (Smith et al., 1989) を分解能 1 km で観察できる。これは、惑星や衛星の大気は可視光線に対して透明な場合が多いので、宇宙空間からの写真撮影によって地表面の画像情報を大量に獲得できるからである。

これに対して、深内部については非常にわずかなことしか分かっていない。惑星表面をいくら精密に観測しても、必ずしも惑星内部で起こっている現象を推定できるとは限らないからである。たとえば、地球磁場は過去 2 億年にわたってカオス的な磁気双極子の逆転を起こしている。この逆転の原因が、内因性 (外核の対流の自励振動) なのか、外因性 (小惑星の衝突や地球表面の流体圏における変動など) なのかは、まだ分かっていない (e.g., Schwarzschild, 1987)。それどころか、現代地球科学は、定常双極子磁場そのものの発生機構すら解明していない。もちろん 2 章で示すように一応、数値計算や室内実験によって、いくつかの地磁気発生モデルは提案されている。しかし、地上からのコア観測手段が限られているのでモデルの検証ができないのである。

地球内部に対する観測的アプローチのうちで、現在行われているもの及び計画中のものは以下の 3 つであるが、それらはすべて情報獲得手段として不完全である。

(1) リモートセンシング

地震波 (e.g., Dziewonski and Woodhouse, 1987) ・地磁気 (e.g., Gubbins and Bloxham, 1987) ・重力 (e.g., Hager et al., 1985) ・ニュートリノ (計画中; e.g., De Rújula et al., 1983) ・地球回転 (e.g., Gwinn et al., 1986) ・地殻熱流量 (e.g., Jeanloz and Morris, 1986) の 6 つが、現在試みられているリモートセンシングである。この方法のいくつかは、確かに地球中心部の情報を獲得できる。しかし、地球という固体物質が短波長の電磁波と弾性波に対して不透明なので、観測には長波長の波動しか使用で

きない。その結果、地球深部を細かく観察することができなくなる。たとえば、マグマの発生（2章の①を参照）を観測するためには $100\mu\text{m}$ 程度の空間分解能が必要であるが、上記のリモートセンシングでは原理的に達成不可能である。Table 1に、それらのリモートセンシングの地球深部（下部マントル、コア）に対する空間分解能の比較表を示す。分解能を球面調和関数の次数で表現しているので、ここでいう”空間分解能”とは水平方向の空間分解能を意味する。

Table 1 リモートセンシングの、コアと下部マントルに対する
水平方向空間分解能

観測手段	分解能 (km)
地震波 実体波 (走時解析)	~10
表面波 (位相・群速度解析)	~100
自由振動 (固有周期解析)	~1000
地球磁場	~3000
重力	~8000
ニュートリノ	~20000
地球回転	~20000
地殻熱流量	~40000

実体波と自由振動は、下部マントルとコアの構造を観測するために利用される。表面波は、おもに上部マントルの構造を観測するために利用される。地震波は使用する波長で分解能がきまるが、マントルとコアは数Hz以上の弾性波に関して不透明なので、分解能は約10kmである。たとえば、コアとマントルの境界の凹凸は高々10kmなので、地震波によってコア・マントル境界の凹凸を観測することは困難である。

地球磁場を球面調和関数 $Y_{\ell m}$ で展開して、コア起源の磁場と地殻起源の磁場に分離した研究がある (Langel and Estes, 1982)。それによると次数 ℓ に関して、 $\ell \leq 15$ は地殻起源の磁場成分であり、 $\ell = 14$ はコア起源と地殻起源の寄与が拮抗している。したがって、地球深部に対する分解能は、高々3000km ($\ell = 13$) である。

人工衛星の軌道解析から球面調和関数の次数 ℓ に関して $\ell = 180$ 程度までの重力ポテンシャル係数が観測されている。しかし、 $\ell \geq 6$ の成分は地殻や上部マントル由来のものなので、下部マントル以深の情報は、 $\ell = 5$ (波長8000km) 以下にのみ含まれる (Kaula, 1967)。他にもスペースVL

BI (川口, 1989) や、超電導重力計を用いて内核の重心移動を検出する計画が進行中である。これらの方法は、観測データが内核の変位にのみ影響されるという、自明ではない仮定を採用している。もしこの仮定を採用しなければ空間分解能は、 $2\pi \times$ 地球半径 ~ 40000 km に落ちる。

また、高エネルギー加速器で 10 TeV 程度のニュートリノを作り、地球内部に打ち込む計画 (Project GEOSCAN) が進行中である (De Rújula et al., 1983)。この方法は、医療用X線CTと同様、ニュートリノビームの減衰を観測するものである。ほかにも、コアに溶解している ^{40}K の β 崩壊によって放出される反ニュートリノを観測しようという提案もある (Kobayashi and Fukao, 1991)。しかし、これらのニュートリノや反ニュートリノを利用する観測法は、コアとマントルを区別する程度の分解能 ($2\pi \times$ コアの半径 ~ 20000 km) しかもたない。

地球回転 (章動, 極運動, LOD: Length of Day) の解析では、地球をあらかじめ内核、外核、マントル、大気、海洋に分類し、それぞれに適当なレオロジカルモデルを設定している。たとえば、Gwinnら (1986) は、章動のデータからFCN (Free Core Nutation) を観測している。これは、「章動の理論値と観測データとのずれがFCNによるものである」という自明ではない仮定を設定して得られたものである。外核を細分化していないので、この観測法は外核に対して $Y_{\ell m}$ の次数 $\ell = 0$ 、つまり $2\pi \times$ コアの半径 ~ 20000 km の空間分解能しかない。

地殻熱流量を観測して、深さ 100 km 程度までのリソスフェアの温度分布を求める試みがある (e.g., Jeanloz and Morris, 1986)。これは、放射性熱源の分布と熱伝導率を適当に仮定して1次元定常熱伝導方程式を解くものである。リソスフェア内部には対流がないので、このアプローチは比較的正確な温度分布を与えるであろう。しかし、地殻熱流量から下部マントルの温度分布を知ることはできない。なぜならば、地殻熱流量自身は地球表面にある海嶺や大陸の分布を強く反映しており (e.g., Chapman and Pollack, 1975, 1977)、地球深部の情報を持っていないからである。マントル内部の温度分布を推定するためには、マントル対流のパターンや放射性熱源の分布、CMBの温度などが分かっているなければならない。しかし、現在それらは未知である。したがって、地殻熱流量観測は下部マントルの水平方向の温度構造に関して、球面調和関数 $Y_{\ell m}$ の $\ell = 0$ ($2\pi \times$ 地球半径 ~ 40000 km) の分解能しかない。

(2) 地表に運ばれてきた地下深部由来物質の分析

岩石サンプルが与えられれば、電子顕微鏡によって岩石組織を $1\text{ }\mu\text{m}$ の空間分解能で分析でき、さらに質量分析器によって各元素の同位体比までわか

る。その分析結果と、室内実験や熱力学計算で得た相図を組み合わせれば、サンプルが持っている情報を解読できる。たとえば、キンバライトや玄武岩中のマントルゼノリスに含まれる輝石の化学分析によって、地下250 kmまでの温度分布がわかった (Mercier and Carter, 1975)。しかし、物質が地下250 kmもの深さから地上に噴出する場所はかなり特異的な場所であり、その温度情報がマントル全域に適用できる可能性は低い。さらに、地下250 km以深の情報を記憶した物質が地上で発見されていないので、この方法では下部マントルの情報を獲得することはできない。

(3) 直接探査

地底の直接探査については、海洋地殻のきわめて浅い層 (数 km) を掘削する計画 (DSDP, IPOD) が既に実行されている (e.g., Hsü, 1982)。掘削 (Drilling) は、上の (1) (2) とは違って、特定の深度のサンプルを入手できるので正確な地球内部情報を獲得できる。たとえば、地震波解析によって発見されたコンラッド不連続面は、玄武岩・花崗岩境界面であると予測されていた。しかし、コラ半島の掘削は、それを否定するものであった (Kozlovsky, 1986)。すなわち、予想された深度 (地下9 km) には玄武岩は発見されず、空隙率の異なる花崗岩質変成岩が発見されただけであった。このようにDrillingは、決定的に重要な情報をもたらしたが、技術的経済的困難のために、現在は深さ12 km (地球半径の0.2%) にとどまっている。

現在の惑星内部探査の手段は、このように非常に貧弱なので、このままの状況でいくら太陽系探査を行なっても、惑星深内部の理解が革新的に進む保証はない。しかし、まったく新しい観測手段を開発すれば、惑星深内部 (下部マントル、コア) についてまったく新しい種類の情報を獲得でき、地球および惑星内部物理学が大きく進歩するであろう。

直接手に触れることができない惑星深内部を人類の英知によって探ることは、地球科学の「醍醐味」の一つである。実際、上記のリモートセンシングと物理法則のカップリングによって、地下数千 km のことがかなり分かってきた。しかし、この方法論の根底には、「惑星の深部には所詮行けないものなのだ」という地球科学者の諦めがある。一方、自由な発想をするSF作家は、地底の直接探査を百年以上前に既に提案している (Verne, 1864)。このことは我々地球科学者に、豊かな想像力と断固たる実行力が欠如していたことを意味する。この論文の目指すところは、直接探査の可能性を探るという発想の転換をすることによって、いかに地球科学の発展が期待されるかを明確に示すことにある。

2章 直接探査の重要性

Core Projectの具体的な内容を論じる前に、まず現代の地球内部物理学が抱えている問題を2章で簡単に総覧する。地球は46億年前に、ほぼ均質な組成の微惑星の衝突、合体によって形成されたと考えられている(e.g., Ringwood, 1979)。一方、現在の地球は内核・外核・下部マントル・遷移層・上部マントル・地殻・海洋・大気という密度成層構造をなしている。この成層構造がいつどうやって形成されたか(地球の進化)が、地球内部物理学上最大の問題であると我々は考えている。この考えに基づいて、現在未解決の諸問題から10個を「重要問題」として選択し、深さ方向に配置したのが、Fig. 1である。この図より重要な問題はすべて12 km (ソビエト連邦のコラ半島で達成された世界最深の掘削深度) 以深にあり、直接にしる遠隔にしる深部探査が必要不可欠であることがわかる。

① マグマの発生と集積 火山活動の解明は、防災上重要であるだけでなく、固体惑星での物質分離(進化)を理解するうえでも重要である。マグマが火山の火口から噴出する時、その噴出量は、ハワイの場合、100万年で 10^{13} m^3 にもなる。しかし、地下100 kmの地震波低速度層でマグマが発生するときは、体積が 10^{-12} m^3 (直径100 μm) 程度の液滴にすぎない。この液滴の発生から地上噴火までの、体積比で 10^{25} 倍の成長を支配している物理過程がまだ充分にわかっていない。

もちろん、室内実験や数値シミュレーションで仮説を立てることはできる。例えば、「100 μm サイズのマグマの液滴が均一に分布した部分熔融状態」から「下部が高密度固体で上部が低密度マグマの状態」に重力分離するまでのタイムスケールを計算した例がある(McKenzie, 1984)。それによると、律速段階は固相の圧密変形過程であり、10 mの固液分離ならば1000年程度の短時間で完了する。しかし、この説を地震波解析やオフィオライトの露頭観察から検証するのは困難である。なぜならば、波長100 μm の弾性波はマントル中を1 m程度しか透過しないからである。このために、鉱物結晶の隙間を満たしているサイズ100 μm のマグマが10 m移動するのを地上から観測することができない。また、オフィオライトは複雑な2次変成作用を受けているので、現時点ではマグマの分離タイムスケールの解読に成功していない。

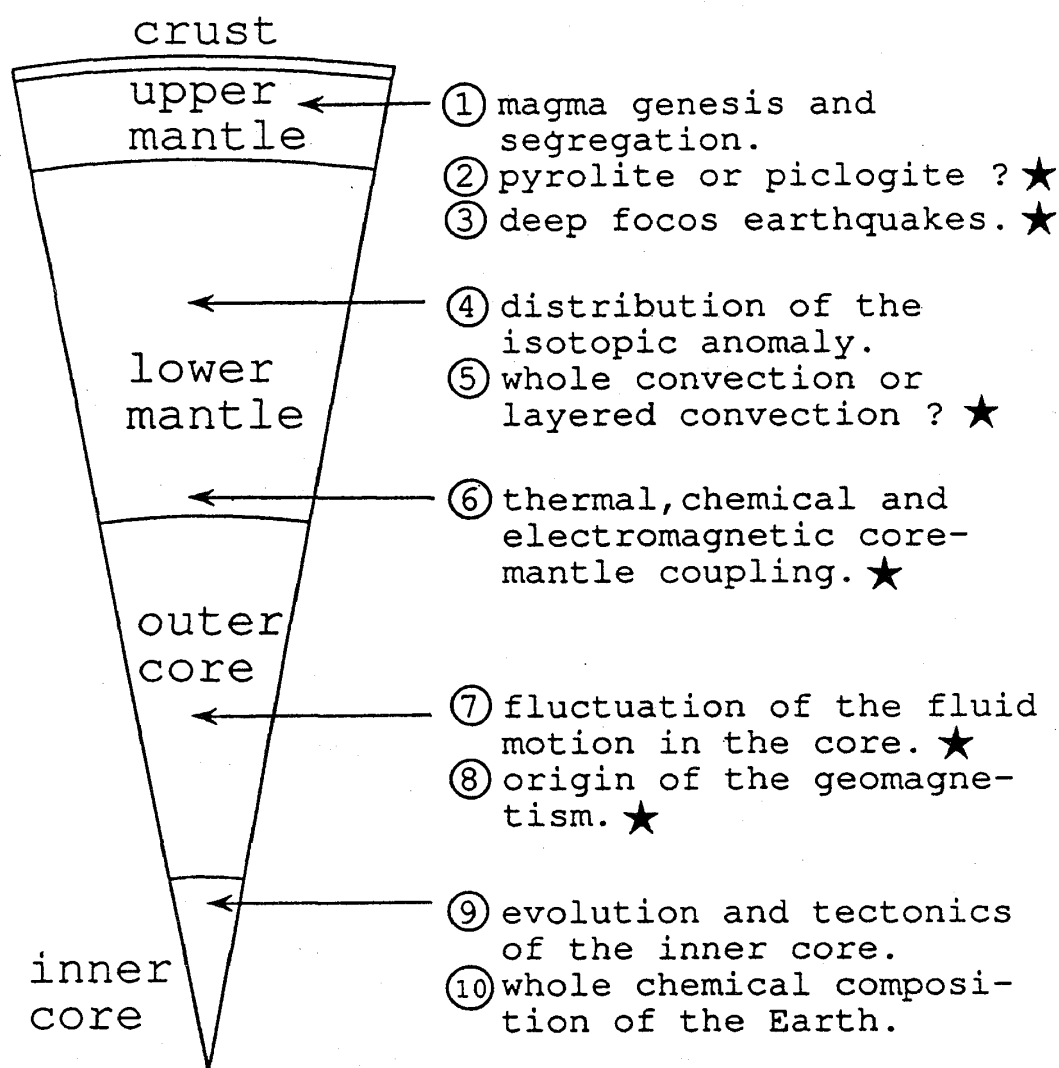


Fig. 1 地球内部物理学における10大問題。その地球内部における位置が矢印で示してある。★印の問題は、Core Projectによって解明できる可能性がある。

② 上部マントルと遷移層の化学組成 上部マントルと遷移層を構成している岩石はパイロライト (Ringwood, 1975) かピクロジャイト (Anderson and Bass, 1984) かという問題は、地球の進化とも絡む重要な問題である。「キンバライト中にペリドタイトゼノリスが多く、エクロジャイトゼノリスが少ないこと」、「上部マントルの浅い部分が、地震波異方性を示すこと」、「1気圧下で、ガーネットが、オリビンより10%も高密度であること」は、上部マントルの浅い部分がパイロライトであることに有利であるが決定的ではない。上部マントルの構成岩石の問題は、地上からの遠隔探査(地震波解析)では解決が困難である。なぜならば、パイロライトもピクロジャイトも、

地下400kmまでは弾性波速度が1%の許容範囲で一致しており、地下の温度推定による速度誤差(6%程度)に埋もれてしまうからである。しかし、探査船に登載した温度計で地下の温度を測定すれば、温度のあいまいさを除去できるので、この問題に決着をつけることができる。

一方、遷移層に関してはピクロジャイト説がやや有利である。まず、観測された地震波速度構造がパイロライトモデルでは説明できない(Anderson and Bass, 1986)という報告がある。さらに、地球史初期のマグマオーシャンにおいて、遷移層にメイジャライトが濃集する(Ohtani, 1988)という説がある。しかし、これもまだ決定的ではない。薄くて年代の若いスラブが遷移層に堆積する説(Ringwood and Irfune, 1988)があるように、遷移層は地球の内部進化に重要な鍵を握っており、直説探査によってその性質を十分調べる必要がある。

③深発地震 深発地震は、震源の深さが70km以深のものをさし、全世界で発生する実体波マグニチュード5以上の地震の約20%を占める。深発地震に関する重要問題は、「深発地震は浅発地震と同じ発生機構なのか」と「下部マントルにもスラブが貫入しているにもかかわらず、なぜ下部マントルで地震が発生しないのか」の2つである。地下深部では、圧力の増大とともに岩盤同士の滑り抵抗も大きくなることに加えて、温度も高くなるのでBrittleな破壊がおこりにくくなる。したがって、地表付近で発生する地震の発生機構が必ずしも深発地震にも適用できるとは限らない。現在、歪の集中による融解説、相転移による体積変化説、塑性の歪軟化説、流体による空隙圧の増加説が提出されている(e.g., Frohlich, 1989)。地底探査船で深発地震源の近傍までいき、質の良い波形データや和達ベニオフゾーンの環境情報(温度)を獲得すれば、この問題の解決に貢献できる。

④マントルの同位体比異常 酸素や炭素などの軽元素を除き、融解や固化などの化学反応では、測定にかかる程の同位体分別効果は起こらない。したがって一般に同位体比は、異なる同位体比をもつ物体間のダイナミックス(混合)のトレーサーとして利用できる。この方法論を岩石学に応用して世界中の玄武岩の同位体比分析結果から、マントルが互いに異なる同位体比をもつ複数の領域に分かれていることがわかった(e.g., Hart and Zindler, 1989)。

この分野における重要問題は、異なる同位体比をもつ領域の空間分布とその成因を知ることである。そもそもこの問題は、今から10年程前に岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の分析によって、マントルアレイ(De Paolo and Wasserburg, 1979)が発見されたことが始まりである。そのころは、分化マントルと未分化マントルの混合線がマントルアレイであり、

両者の境界を地下650 kmの地震波不連続層とする単純な議論であった。しかし、その後 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比の異常も加わって、現在では5種類の異なる同位体比領域の存在が提案されている(White, 1985)。この5種類の領域がマントル中でどのように分布しているかが、まだ分かっていない。今のところデュパレ異常(Hart, 1984)という、南回帰線に沿った $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比の異常分布が確認されている程度である。地球内部における同位体比異常の空間分布は、地球史初期の微惑星の集積時代とそれに伴うマグマオーシャン時代で形成され、その後マントル対流で均質化された可能性が高い。したがって、同位体比異常の問題は、地球の進化(②と⑤の問題)とも関係している。

さらに、ヘリウムの同位体比異常に関しては、低温核融合というもう一つ重要な意義がある。 ^4He はウランとトリウム放射壊変によって地球内部で容易に生成されるが、 ^3He は生成が難しく、重水素の核融合くらいしか生成手段がない。一方、マントルから上昇してきて地上に噴出した玄武岩には、高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比をもつものがある。この2つの事実を結びつけて、地球内部で低温核融合が起こっているという説が提出された(Jones et al., 1989)。これまでは、惑星内部進化の熱源として、(1)一様集積とコアフオーメーションで解放される重力ポテンシャルエネルギーと、(2) ^{26}Al , ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb の放射壊変エネルギーの2つしか考慮されなかった。木星や地球の新しい内部熱源としての低温核融合の可能性を検証する必要がある。

⑤ マントル対流のモード マントルが1層対流か2層対流かという問題は、地球の進化をも支配する重要な問題である(e.g., Zindler and Hart, 1986; Jeanloz, 1989)。もしマントルが46億年前から2層対流モードのままであれば、地下650 kmを境にして地球の上部と下部は、物質の交換をせずに別々に進化してきたことになる。この問題は、650 kmの地震波速度の不連続が、鉱物相境界なのか(Ringwood, 1975)あるいは、化学組成境界なのか(e.g., Anderson, 1989)という問題と深い関係がある。一層対流を支持する主な根拠は、スラブペネトレーション(Creager and Jordan, 1986)である。2層対流を支持する主な根拠は、(1)玄武岩の化学的不均質性(前述の④参照)、(2)地震波解析(Lees et al., 1983)と(3)地球の初期進化の理論(Ohtani, 1988)である。この問題は、地底探査船が地下まで行きマントルの鉛直温度分布を測定することで決着がつく。すなわち、もし地下650 km近傍で熱境界層が観測されれば2層対流説が正しいことになり、熱境界層が発見されなければ1層対流説が正しいことになる。また、スラブペネトレーションについては、スラブの近傍を船が航行しながら重力測定をすることで、その詳細な貫入形態を確認できる。

⑥ D"層 CMB直上の、厚さ200km程度の下部マントル領域は、D"層と呼ばれ地震波速度とQ値が下部マントルの他の場所より小さい。最近、観測技術や室内実験技術の向上によって、この領域を定量的に議論できるようになり多くの地球科学者の関心が集まっている(e.g., Young and Lay, 1987)。D"層は、次の3つの意味で重要である。(1) D"層は、化学的境界層である。たとえば、沈み込んだリソスフェアがD"層に溜っている可能性がある(Hofmann and White, 1982)。また、液体は固体より圧縮率が高いので、地下150km以深で生じたマグマは、地上に向かわず地下に潜るといふ説がある(Stolper et al., 1981)。したがって、遷移層や下部マントルで発生したマグマが、D"層まで沈降し、そこに停滞している可能性もある。さらに、コアの金属鉄によってケイ酸塩のマントルが変成作用を受けるといふ説もある(e.g., Jeanloz, 1990)。(2) D"層は、熱的境界層である。したがって、プリュームがここから発生して、ホットスポットを形成する可能性がある(Olson et al., 1987)。(3) D"層は、電磁気的境界層である。D"層の電気伝導度が、コアとマントルの電磁結合の強度を決定し、ひいてはLODやFCNにも影響する(e.g., Melchior, 1986)。

これらの問題を解決するには、たとえばD"層の地震波速度分布と電気伝導度分布を正確に観測する必要がある。D"層のみならず、コアや下部マントルの密度や速度構造を観測するためには、コアモード(歪弾性エネルギーが内核に集中した固有振動)や準ストンリーモード(弾性エネルギーがCMBに集中した固有振動)の利用が効果的である。しかし、それらのモードは地表での振幅が非常に小さいので、地上で観測することは本質的に困難である。たとえば、大地震の波形データに高度の数学的処理を施して、ようやく3つのコアモードを検出できる程度である(Fukao and Suda, 1989)。これに対して、地震計をもって地下深部へ行けば、容易にS/N比の高いコアモードと準ストンリーモードを観測できるであろう。

⑦ 外核の流体運動の揺らぎ 地球磁場の逆転は、外核のカオス的な流体運動が原因かもしれない(e.g., Ito, 1980)。一般に、カオス的現象を理解するためには、揺らぎの高周波成分を観測する必要がある。たとえばカオス発生の一様式である2°分岐が、熱対流でも発生することがわかっている。その時、対流の揺らぎを観測してフアイゲンバウム数を導くには、基本周波数の $2^4 = 16$ 倍の高周波成分まで観測する必要があった(Libchaber et al., 1982)。さて、地磁気のうち、コア起源の成分は、数十年から数億年のタイムスケールで変動することが既にわかっている(e.g., Jacobs, 1984)。したがって外核の流体運動は少なくともこのタイムスケールで揺らいでいる。しかも、そのパワースペクトルが $1/f$ 型であるという主張もある(e.g., Courtillot and Le Mouél, 1988)。当然、数秒から数ヶ月の流体運動の揺らぎもあることが容易に予想できる。

一般に、外核で流体運動の変化が起きれば、次の4つの手段で観測可能である。(1) 流体運動が励起した弾性的自由振動(e.g., コアモード)の検出(2) 地球回転の観測。すなわち、慣性モーメントの変化によるLODの変化と、流体運動によるFCNの励起の観測(3) アルペン波などの地磁気変動の観測(4) 流体運動が励起した重力波(コアアンダートーン)の検出。

(1) は、コアモードの周期が数十分なので、1時間前後の周期をもつ外核流体変動の検出に適している。しかし、地上でのS/N比が悪いので、現在は未検出である。これに対して、探査船で下部マントルまで行き、そこで地震観測を行えば、S/N比のよいコアモードデータを獲得できる。(2) FCNは、約440日の固有周期を持つので、1年前後のタイムスケールのコア対流の揺らぎに敏感である。しかし、LODもFCNも観測されてはいるが、地表付近の強い背景雑音のために、コアの揺らぎをとらえる程の精度はまだ実現していない。地下でLODを観測するのは不可能であるが、重力計を使ってFCNを測ることはできる(e.g., Neuberg et al., 1987)。したがって、マントル下部で重力観測を行なえば、コアの対流揺らぎで励起されたFCNを観測できる可能性がある。しかも、重力測定を下部マントルで行えば、コア・マントル境界の凹凸の情報が得られるので、コア・マントルカップリングの理解に貢献できる。(3) 下部マントルは電気伝導度が高い($1 \sim 10^3 \Omega^{-1} \text{m}^{-1}$)ので、周期が4年以内の地磁気変動は、地上にしみださない(Currie, 1967)。従って、数秒から数カ月の地磁気変動を地上で観測することは、原理的に不可能である。しかも、数十年以上の地磁気成分も、実際に地上で観測できるのは、コアで流体変動が発生してから早くも数十年後である。しかし、船でCMB直上まで行き、そこで磁場を観測すれば、短周期変動も測れるうえに地上観測では数十年後にしか入手できない長周期データを先取りできる。(4) 重力を復元力とするコアアンダートーンは、その固有周期と等しい10数時間の現象の検出に適している。しかし、地震波のコアモードと同様に、エネルギーが地上にしみださない所以で地上での観測は困難である(e.g., Zürn et al., 1987)。一方、マントル下部で精密な重力加速度測定を行なえば、容易に観測できる可能性が高い。

⑧地磁気の成因 地磁気の逆転機構は大問題であるが、それ以前の問題として、定常双極子磁場の発生機構すらわかっていない。しかも、非線形性の強いMHD方程式をそのまま数値的に解くのが困難なので、キネマティックダイナモという近似で解いているのが現状である。キネマティックダイナモとは、定常な流れの場をあらかじめ設定し、その速度場のもとで定常双極子磁場を発生させる磁場生成機構であり、現在2つのモデルが提出されている。ひとつは「モデルZ」と呼ばれているもので、ローレンツ力とコリオリ力がつりあうモデルである(Braginsky and Roberts, 1987)。モデルZは、

外核に $\sim 10^{-2}$ Tの強いトロイダル磁場が存在することを予言している。もうひとつは、浮力とコリオリ力がつりあっており、ローレンツ力を無視したモデルである (Busse, 1975)。このモデルは、 $\sim 10^{-4}$ Tの弱いトロイダル磁場をもつ。したがって、外核のトロイダル磁場を観測すれば、どのモデルが正しいかがわかる。しかし地磁気のトロイダル成分は、外核内部でも高々 10^{-2} Tの強度しかないうえにコアの外にしみだしにくいので、地上では原理的に観測困難である。たとえば、トロイダル磁場を地震波 (実体波の走時や自由振動スペクトルの分裂) で観測することは不可能である (Tanimoto, 1989)。一方、D''層は電気伝導度が高い ($\sim 1000 \Omega^{-1} \text{m}^{-1}$) のでコアのトロイダル磁場がしみこんでいる。その強度は外核とD''層の電気伝導度比を 10^{-3} とすると、モデルZが正しければ $\sim 10^{-5}$ T、Busseのモデルが正しければ $\sim 10^{-7}$ Tである。現在の磁力計は、この程度の磁場分解能を十分持っているので、D''層へ行ってそこで磁場を測れば、ダイナモモデルの検証ができる。

⑨内核の進化とテクトニクス 外核の形成は、微惑星の集積による地球の形成と同時平行して起こった可能性が高い (Ida et al., 1987)。これに対して、内核の成長史は、まだ十分に解明されていない。20数億年前に内核の析出が始まったという古地磁気の分析にもとづく主張 (Hale, 1987) がある程度である。内核の成長に伴う軽元素の放出は、地磁気のエネルギー源として有力なので (e.g., Stevenson et al., 1983)、内核の成長速度は地磁気成因論にも影響する重要な問題である。一方、内核を通過する実体波 (Morelli et al., 1986) や、自由振動 (Giardini et al., 1987) の解析から、内核に地震波速度の異方性があることがわかっている。この原因を、内核の熱対流による ϵ 鉄の選択配向性に求める説 (Jeanloz and Wenk, 1988) があるが、この問題も未解決のままである。内核自身が地球最深部にあるので、観測が困難であることが、問題解決の最大の障害となっている。

⑩全地球の平均化学組成 Goldschmidt以来、地球全体の化学組成を知ることが、地球化学の伝統的な大問題である。この問題へのアプローチには、地球の岩石の分析の他にも、原始太陽系星雲の冷却、分別過程の考察や隕石の化学分析、惑星探査がある。これらに基づいて現在のところ、平衡凝縮モデル (Lewis, 1972) やコンドライトモデル (Ganapathy and Anders, 1974) が提案されている。その結果、地球全体の化学組成について、「難揮発性の主要元素 (Mg, Si, Feなど) に関してはコンドライトとほぼ等しいこと」、「やや揮発性のあるアルカリ金属元素や、強い揮発性成分であるH, S, C, Nの存在度が、コンドライトに比べて小さいこと」が予想されている。

たしかに、地殻やマントルがアルカリ金属 (Gast, 1960) や S, C, N (e.g., Murthy and Hall, 1970) に乏しいことは分かっている。しかし、これらの missing elements が、外核に濃集している可能性もあるので、揮発性元素や微量元素の地球存在度については、未解決のままである。特に、外核中の ^{40}K は地磁気のエネルギー源 (Murthy and Hall, 1972) として、また C は大気の形成史を左右する物質 (Abe, 1988) として、重要である。現在のところは、地震波の観測結果から、外核の密度が純粋な鉄ニッケル合金より 10% ほど低いことがわかっている程度であり、混入している軽元素が S, H, O, Si, Mg なのかまだ特定されていない (e.g., Jeanloz, 1990)。

結局、この問題の鍵を握っているのは、コアの化学組成である。地球深部の主要元素の存在度は、リモートセンシング (地震波速度などの分析) によってある程度まで推測可能である。これに対して、希土類のような微量元素は、弾性定数や密度などのマクロな物理量に効いてこないなので、リモートセンシングは困難である。したがって、地球の全元素の存在度を知るには、地球中心部までの直接探査が必要不可欠である。

以上、地球科学の重要問題を review してきたが、その多くは遠隔探査では解決困難である。したがって、3 章で述べるような直接探査が必要になる。

3 章 Core Project の概要

Core Project の内容を次の 5 条件によって明確に規定し、その概念図を Fig. 2 に示す。

【1】地球の CMB (Core Mantle Boundary ; 地下 2900 km) までの探査を行なう。この研究は固体惑星一般の内部探査を狙ったものであって地球に限るものではない。しかし探査に関連する問題を明確に表現するには、対象となる惑星のパラメーター (化学組成・温度・圧力分布など) を特定すべきである。そこで、パラメーターが最もよく分かっている地球を選んだ。また、コアはマントルと密度、粘性率などのパラメーターが違いすぎるので同等に扱えない。したがって、本研究では地球の CMB までの直接探査を考えることにする。

【2】探査は無人探査船によって行なう。地表を数 km 掘る場合によく採用されるボーリング法による深部直接探査は、モホール計画で挫折している (Greenberg, 1972)。しかも、CMB まで掘る場合は、Bore Hole (掘削孔)

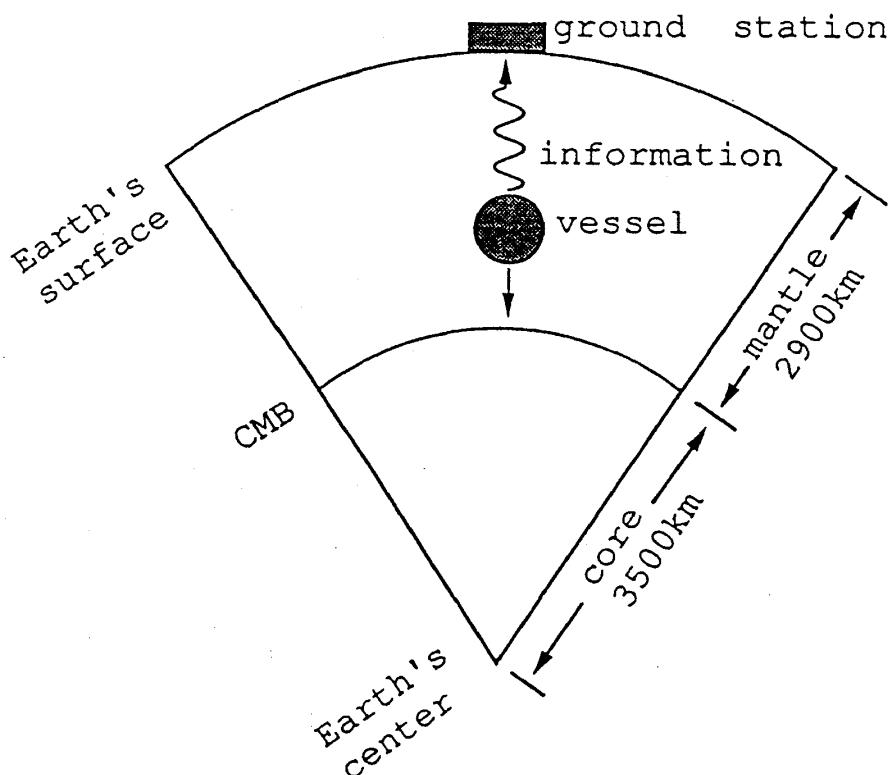


Fig. 2 Core Projectの概念図。球形の船が、図のようにマントル中を進む。船内の観測機器によって獲得した情報は、地上局に送信される。地上局と船のサイズは誇張して描いてある。

先端の掘削のみならず2900kmにわたるBore Holeの管理維持も考えなければならなくなり、探査原理が複雑になる。一方、船の場合はBore Holeを維持する必要はなく、船の近傍の状況を考えるだけで済む。したがって、本研究ではボーリング法は採用せず、船による探査を考える。また、人間が船に搭乗すれば、より精密な観測もできるし、不測の事態にも臨機応変に対処できるであろう。しかしその場合、探査とは本質的に無関係な生命維持や塔乗員の生還の問題が発生する。この問題を回避するために、船を無人化し高度に智能化された計算機によって制御することにした。

【3】100年以内に地表からCMBまで到達する。すなわち船の平均推進速度は、 $2900\text{ km} / 100\text{ yr} = 80\text{ m} / \text{day} = 1\text{ mm} / \text{s}$ 以上である。この速度は、計画立案者の存命中にプロジェクトの観測結果がでるように、便宜的に設定されたものにすぎない。

【4】船と地上との通信には、通信ケーブルを使用しない。すなわち、マントルそのものを媒体として、地下で獲得した観測データを送受信すること

にする。確かに、通信ケーブルを使えば、光通信によって超高速データ通信が可能になる。しかし、同時に、2900 kmにわたるケーブルの敷設と維持管理の問題が発生するので、探査原理が複雑になる。そこで、原理を単純にするために、ケーブルの使用を回避した。

【5】船内部に地震計・重力計・磁力計・温度計・電気伝導度計を搭載し、CMBまでのマンツルの観測・分析を行う。地球深部にある物質の92元素すべての化学組成・同位体比・岩石組織の顕微鏡写真・粘弾性などのレオロジカルパラメーターを獲得できれば、2章の問題①②③④⑤⑥に対して、決定的な情報を提供できる。しかし、そのためには、高温高圧力状態のサンプルを低温低圧力状態の船内部に取りこむ原理を新たに開発する必要がある。これは難しい問題であるので今後の問題として残し、このプロジェクトではマンツル物質のサンプリングを断念する。そのかわり耐圧殻や耐熱殻を素通りして船内部に到達する弾性波、重力、電磁波（温度情報を持つ赤外線も含む）の観測を行うことにする。2章に記したようにこれだけでもFig. 1の星印（★）の問題の解決に大きく貢献できる。具体的な観測法については、4章の4-3で論じてある。

4章 探査の実行に関して発生する問題の解決

3章の【1】から【5】までの5条件を満たすCore Projectを実践するために、解決すべき主な問題を4つあげ、その問題の性格を以下にのべる。

【1】耐熱耐圧.....CMBでは、圧力は約140 GPa、温度は約4000 Kである。この環境から観測機器や計算機を保護しなければならない。ほとんどの構造材料は4000 Kで容易に融解・クリープするので、高温の環境で耐圧機能を発揮するのは困難である。したがって、耐圧材料を耐熱材料で保護する必要がある。ちなみに、水深1万mまで潜れる深海底探査船でもわずか0.1 GPaの耐圧能力しかない。このことから、きわめて高度の耐圧能力が要求されることがわかる。

【2】推進.....マンツル中を2900 km/100 yr = 1 mm/s以上の速さで進む必要がある。比較のために、頑丈な火成岩体を貫く山岳トンネルの掘削を考える。現在の技術レベルでは、高性能掘削機とダイナマイトを使っても、0.3 km/yr程度の掘削速度しか出せない（e.g., Fumimoto, 1980）。したがって、通常のトンネル掘削速度の100倍で、マンツル中を進まなければならないことがわかる。推進における最大の難点は、マンツルが変形の困難な固体（岩石）でできている点である。こ

の困難は固体惑星全般に共通する問題である。

【3】通信.....画像や波形のような大量の情報を短時間で送信するには、高周波通信が適当である。しかし、マントル中をケーブルなしで送信する場合、高周波は減衰が激しく使用が困難である。一方、低周波はほとんど吸収されないが情報送信速度が落ちる。また、日常的によく使用されるVHF、UHFなどの高周波電磁波はマントルでの吸収が激しく使用が困難である。これに対して、弾性波は固体中の減衰が比較的小さい。したがって、4-3で示すように、適当な周波数の弾性波通信が有望である。

【4】エネルギー源.....探査船は地下でマントル中の移動・観測・データ通信などの活動を行なう。4-2で示すように、特に推進にばく大なエネルギーを要する。通常のエネルギー源（石油の燃焼など）では、燃料が大量に必要なことになる。その結果、エネルギー源を船に搭載する場合は、船の大部分が燃料で占められるおそれがある。

以上4つの問題の解決の試みを以下に展開する。我々はCore Projectは、数百年後に実行されると考えている。そのためには、まず地底探査の原理を理論的に考察する必要がある。したがって、現時点での技術水準や資金力の議論は行わない。多くのテクニカルアセスメントは、現在の技術水準や資金力に基づいて議論しているが、この研究はCore Projectの物理的問題に焦点を絞っている。

【4-1 耐熱耐圧原理】

ここでは、140 GPa、4000 Kの環境から測定機器や計算機を守るための設計を行なう。Fig. 2にあるように船は球形で、内部に耐熱球殻と耐圧球殻があり、その中心に地震計などの観測機器が納められている。まず、耐熱に関しては、適当な肉厚の断熱材で船を囲むことで100年間熱の侵入を防ぐことができる。その耐熱球殻の肉厚 D_{therm} は、次式で与えられる。

$$D_{\text{therm}} \sim \sqrt{k t} \quad (1)$$

ここで、 k は熱拡散率、 t はプロジェクトの期間で $t = 100 \text{ yr}$ である。種々の物質についての D_{therm} の見積もりをFig. 3に示す。この図より、金属ならば数百m、セラミックスならば数十mで十分であることがわかる。また地球の主成分である岩石(MgSiO_3 など)も断熱材として有望である。

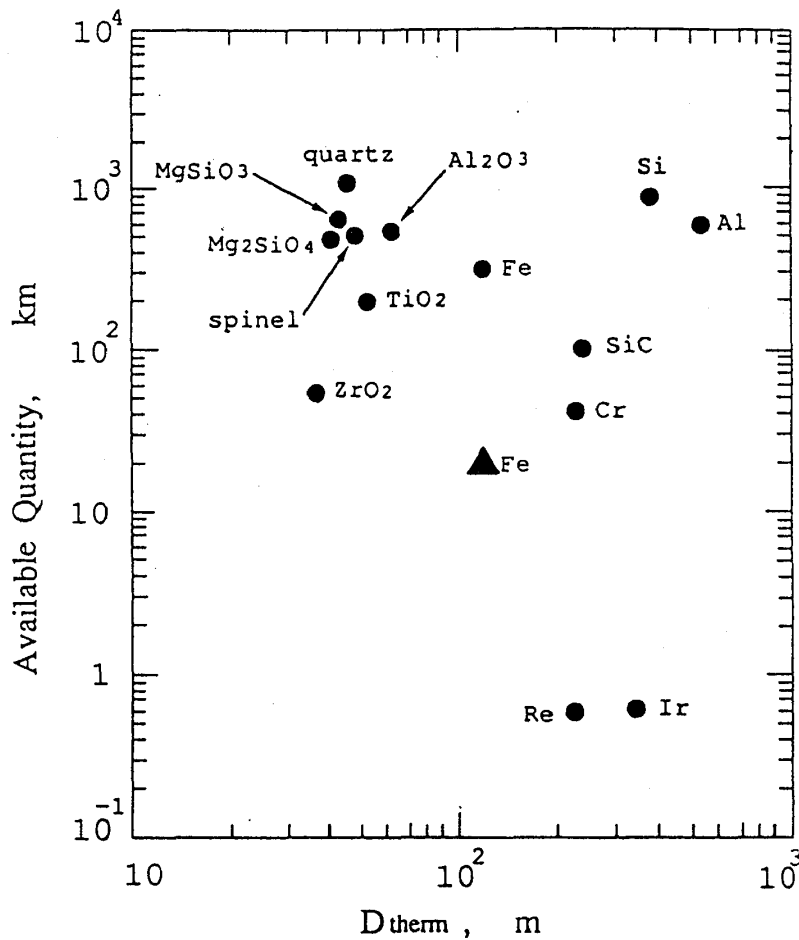


Fig. 3 耐熱材料の候補。” Available Quantity ”とは、地球の大陸地殻をすべて精錬することによって製造できる球の半径を意味する。ただし、▲印のFeは、地球上の全BIFから製造できる鉄球の半径である。金属より岩石（セラミックス）の方が D_{therm} が小さいことがわかる。

耐圧球殻の設計は、次の問題に帰着できる。すなわち【材料のせん断強度（ τ ），耐圧容器（形状は球殻と仮定する）の内径（ R_{in} ），容器の内側の静水圧力（ P_{in} ），外側の静水圧力（ P_{out} ）の4つの条件を与えられたとき、内と外の静水圧力差（ $P_{out} - P_{in}$ ）を支えることができる最も小さな外径（ R_{out} ）を求めよ】。この問題では、 $P_{out} > P_{in}$ であるが、 $P_{out} < P_{in}$ とすると、この問題は、「アンビルによる最も効果的な静的超高压発生法」に焼きなおせる。そこで、kumazawa (1973) の条件増圧の考えを応用すると(2)式が容易に導出される。

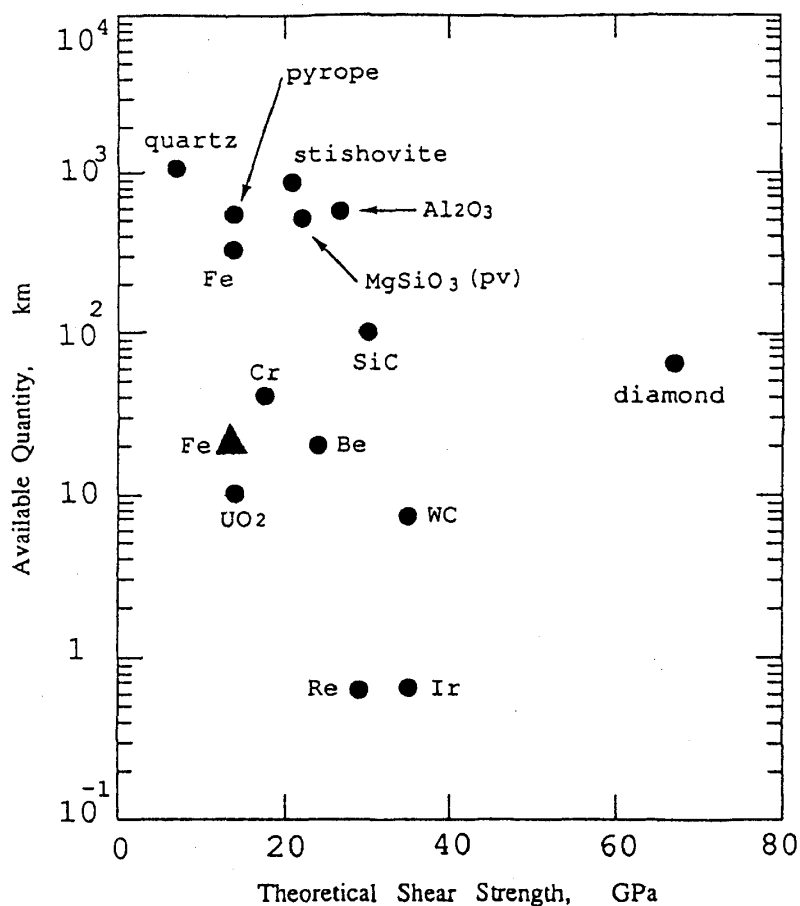


Fig. 4 耐圧材料の候補。” Theoretical Shear Strength ”は、
 (弾性剛性率 / 2π) として計算した。” Available
 Quantity ”については、Fig. 3を参照のこと。
 理論せん断強度の点ではダイヤモンドが非常に優れて
 いることがわかる。

$$\frac{R_{out}}{R_{in}} = \exp \left(\frac{P_{out} - P_{in}}{4\tau} \right) \quad (2)$$

(2) 式の特徴は、どんなにせん断強度の小さい材料でも充分肉厚を大きくとれば、140 GPaの圧力差を支える事ができる点である。種々の物質についての(2)式をFig. 5に示す。

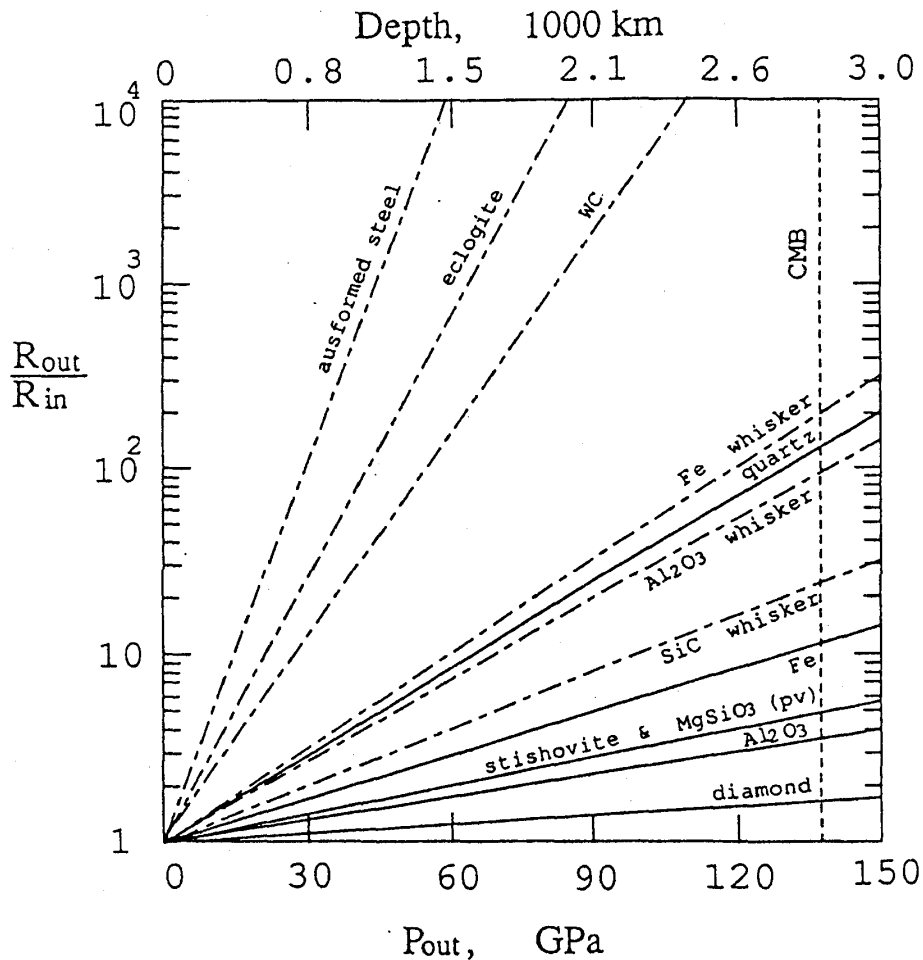


Fig. 5 耐圧球殻の最適設計。種々の材料に関する(2)式を $P_{in} = 0$ としてプロットした。実線は、完全結晶の理想強度のケース。一点鎖線は、現在の技術力で製造できる材料のケース。

最後に耐圧材料と耐熱材料の選定を行う。耐熱材料の条件はまず、熱拡散率が小さいことである。Fig. 3に挙げた物質の中では、 ZrO_2 、 Mg_2SiO_4 、スピネル、 TiO_2 、 SiO_2 (quartz)、 $MgSiO_3$ 、 Al_2O_3 などが適当である。船が大型になると耐熱材の需要量も、ばく大なものになる。その場合は、耐熱材料のクラック数や宇宙存在度が重要になる。その結果、 ZrO_2 、 TiO_2 は存在度が低いので捨象されて、造岩鉱物として地殻に大量に存在する SiO_2 、 Al_2O_3 、 Mg_2SiO_4 、 $MgSiO_3$ に候補が絞られる。

一方、耐圧材料の選定においては、理論せん断強度が高いことが要求される。現在のテクノロジーでは、理論せん断強度をもつ材料をつくることは不可能で、高々SiCウィスカー ($\tau = 11 \text{ GPa}$) しか製造できない。しか

し、理論的には物質の強度を、完全結晶の強度にまで改善できるはずである。Fig. 4より、ダイヤモンドが強度に関して最も優れていて、 Al_2O_3 、ステイショバイト (SiO_2)、Ir、WC、Reがそれに続くことがわかる。Fig. 5から分かるように、たとえばダイヤモンドの完全結晶ならば、耐圧球殻の外径内径比がわずか2程度でも140 GPa (地下2900 kmの圧力) を容易に支えることができる。ところが、現在製造可能なWCの強度では、外径内径比が 10^5 になり、レアメタルのWが大量に必要とされる。一般に、船が大型になると資源の枯渇の問題が発生するので、クラーク数や宇宙存在度を考慮せざるを得ない。その結果、Fig. 4よりIr、WC、Reは存在度が低いので捨象され、ダイヤモンド、 Al_2O_3 、ペロブスカイト (pv) 型結晶構造を持つ $MgSiO_3$ 、ステイショバイト、Feが有力候補になる。

【4-2 船の推進原理】

まず、推進方法の分類を行ない、そのあと個々のケースについて具体的に検討する。マントルに限らず、一般に緻密な固体中の推進法はTable 2の7つに分類できる。

Table 2 推進法の一般的な分類

マントルを融かさない推進法	① 塑性流動法
	② 破砕法
マントルを融かす推進法	③ 減圧法
	④ 加熱法
	⑤ 融剤法
	⑥ 電場法
	⑦ 磁場法

船がマントル中を進むためには、マントル物質を押し除ける必要がある。マントルを固体のまま排除するか(①②)、液体にして排除するか(③④⑤⑥⑦)で、まず推進法を2つに分類できる。

マントルを融かさない推進法は、さらに①と②の2つに分類できる。一般に、固体の変形様式には弾性変形とDuctileな塑性流動とBrittleな破壊の3つがある。このうち推進に使えるのは、流動と破壊の2つだけである。①は

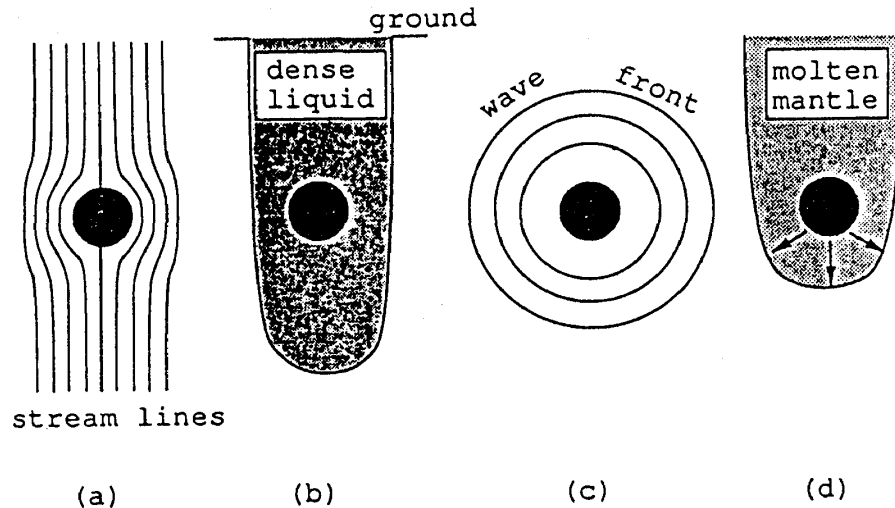


Fig. 6 船（黒い球）の推進モードの分類。

- (a) マントルを塑性変形させる。
- (b) 高密度液体によってマントルを平面状に水圧破碎する。
- (c) 強力な弾性波による圧力解放でマントルを融かす。
- (d) 船から融剤や熱を放出してマントルを融かす。

前者にあたり、マントルを固体のまま塑性流動させる方法である。②は後者にあたり、たとえば従来のDrillingやトンネルの発破工法が、これにあたる。

つぎに、マントルを融かす推進法を細分化する。一般に、固体を液体に変えるという操作は、熱力学的変数（圧力、温度、化学組成、電場、磁場）を変化させることと等価である。したがって、この5つの変数のどれを操作するかによって、さらに5つに分けることができる。まず③は、融点の圧力依存性を利用する方法である。すなわち、高圧下にあるマントルを低圧の環境にさらして融かす方法である。④は、たとえば船からマントルに熱を加えて融かす方法である。⑤は、組成を変えて融点を下げる方法である。たとえば、船に積んである融点降下剤をマントルに与えて、マントルを融かす方法である。⑥と⑦は、船内部で作った強力な電気力線や磁力線をマントルに漏らして、融点を降下させる方法である。しかし、静磁場強度や静電場強度は、物質の融点にほとんど影響しないので⑥と⑦は除外する。残された①～⑤の5つの方法について以下簡単に検討する。

① 塑性流動法

マントルより高密度の物体をマントルに投げると負の浮力によってマントルを塑性流動させて推進できる (Fig. 6 (a))。ここでは、一例として、巨大な鉄製の船（半径数 km の剛体球）の自重による沈降を考察する。

これは、地球形成史の初期に起こったコアフォーメーション (Stevenson, 1981) の小規模なものを実行することを意味する。鉄は、マントルよりかなり高密度で、しかも宇宙存在度が高いので船の材料として最もふさわしい物質である。たとえば、地球の大陸地殻をすべて精錬すると半径 300 km の鉄球が、B I F (Banded Iron Formation) に限っても半径 20 km の球が、それぞれ製造できる。これに対して I r、W、R e はマントルとの密度差では鉄の 4 倍もあるが、存在度では鉄の百万分の一以下なので不適当である。また鉄と同様に豊富にある M g、S i、A l からでは、マントルとほとんど密度差がない物質しかつくりえないので不適当である。

上部マントルの主要構成岩石であるカンラン岩は、(3) 式で表される非ニュートン性 (べき乗性) の塑性流動特性を示すことが実験的にわかっている (Carter and AvéLallemant, 1970)。

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \quad (3)$$

但し σ と $\dot{\epsilon}$ は、それぞれ simple shear 状態でのせん断応力およびせん断歪速度であり、A は温度、圧力、化学組成に依存する定数である。転位の運動による塑性変形の場合、n は 3 ~ 4 の値をとる。

一方、非圧縮性べき乗流体に関する剛体球のストークス抵抗則も、数値計算で明らかにされている (Dazhi and Tanner, 1985)。船の負の浮力とストークスの粘性抵抗力の平衡条件より、船の推進速度 V_{vessel} が (4) 式のように求まる。

$$V_{\text{vessel}} = 2 A r \left(\frac{\delta \rho g r}{9 X} \right)^n \quad (4)$$

r は船の半径、 $\delta \rho$ は船とマントルとの密度差である。g は重力加速度、X は n に依存する補正係数で 1 のオーダーである。(4) 式の特徴は、 V_{vessel} が r に非常に敏感な点である。ニュートン流体なら V は、r の 2 乗に比例するのに対して、 V_{vessel} は r の 4 ~ 5 乗に比例する。したがって、船の速度を上げるにはサイズを上げるのが最も効果的である。また、温度が上がると A も上がるので温度の高い場所 (例えばホットスポットのような火山) から船を投じるのも効果的である。

(4) 式を F i g. 7 に示す。この図からわかるように、半径数 km の鉄球ならば目標速度 1 mm/s を出せるし、地球表面の鉄資源でそれだけの大きさの船を十分建造できる。マントルの温度と水分量が不明なので、正確な船のサイズは決定できないが、F i g. 7 での最悪の場合 (マントル温度が

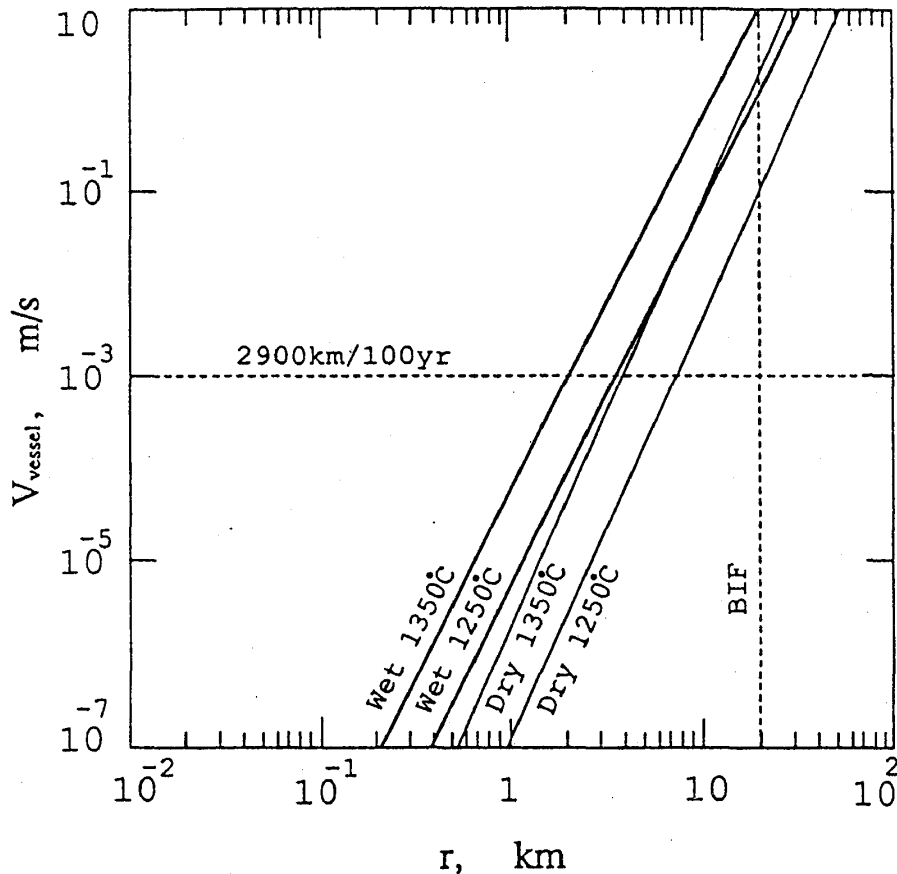


Fig. 7 マントル中を自重で落下する鉄球の終端速度。(4)式において $g = 10 \text{ m/s}^2$ 、 $\delta \rho = 4500 \text{ kg/m}^3$ とした。マントル物質(カンラン石)の温度と含水量に対応して4つのケースがプロットしてある。Dry: 水なし。Wet: 水あり。カンラン石の変形実験のデータは、Karato et al., (1986) による。一軸圧縮の変形モードから単純せん断モードへのデータ変換は、Ranalli, 1987 による。縦の点線は、地球上のすべてのBIF鉄鉱床を精錬してできる鉄球の半径である。横の点線は目標推進速度である。

1250°Cで水を含まない場合)でも半径6kmあれば、上部マントルを 1 mm/s で推進できる。ちなみに半径1kmの鉄球を建造する場合、現在の鉄の価格(10万円/ton)から計算すると材料費は、300兆円である。また、世界中の製鉄所(7億ton/yrの粗鋼生産能力がある)を稼働させれば、40年で完成する。

Fig. 7は、上部マントルの構成物質であるカンラン石の変形特性に基づくものである。鉱物相が異なる遷移層や下部マントルに適用できる保証はない。特に、遷移層の主要構成物であるガーネットはカンラン石よりかなり硬いことが予想されている(Karato, 1989)。また、下部マントルの粘性係

数については、上部マントルの2倍である（後氷期の相対的な海面変化の解析：Peltier, 1989）という主張と、上部マントルの30倍以上である（サブダクションゾーン付近のジオイド異常解析：Hager, 1984）という主張がある。いずれにせよ、下部マントルは上部マントルより硬い可能性がある。したがって、遷移層や下部マントル中を1 mm/sで落下するには、より大きなサイズの船が必要になるであろう。

② 破碎法

この方法は、マントルをBrittleに破壊して進む方法である。ここでは、一例として、Fig. 6 (b) に示した水圧破碎による推進を考察する。まず地面に垂直に亀裂をつくり、そこにマントルより高密度の液体を注入する。すると水圧破碎をおこして、液体は平面状の割れ目を作りながら落ちていく。この時、高密度液体と同密度の船を投げれば、船は液体と一緒に落下していく。この方法は、キンバライトマグマの上昇原理や液体鉄の水圧破碎によるコアフォーメーションを応用したものである。

Fig. 6 (b) における、半無限平面状クラックの進展速度 V_{crack} は2枚の平板間（幅 h ）のポアズイユ流近似によって（5）式ようになる。

$$V_{crack} = \frac{\Delta \rho g h^2}{12 \eta} \quad (5)$$

$\Delta \rho$ は液体とマントルとの密度差、 η は液体の粘性係数、 h はクラックの平均的な開口変位である。

たとえば、 $\Delta \rho = 300 \text{ kg/m}^3$ 、 $\eta = 1 \text{ Pa s}$ 、 $h = 2 \text{ mm}$ 、 $g = 10 \text{ m/s}^2$ とすると、（5）式から $V_{crack} = 1 \text{ mm/s}$ となって、目標速度の1 mm/s を容易に達成できる。このように、水圧破碎法は、わずかな幅のクラックを維持するだけで地下の高速移動が可能になる。したがって鉄の剛体球による推進にくらべて、必要な高密度物質の量はかなり小さくて済むのが利点である。しかし、 h はマントルのモードIの破壊靱性に支配されるので、高々1 mの値しかとれない可能性がある（Spence et al., 1987）。その場合は、クラックの開口変位が狭すぎて、船がそのクラックの中に入れない（4-1で示したように船は、断熱殻の厚みだけでも100 m程度ある）ので、この方法は採用できない。

③ 減圧法

マントル物質のリキダス温度は、1気圧（ 10^5 Pa ）では1900 Kであるが、13 GPa（地下450 kmの圧力に相当する）では2200 Kである（Scarfe and Takahashi, 1986）。マントルのほとんどの場所では、1900 Kより高温であるが、その深さでの融点より低い。そのためにマン

トルは固体状態である。したがって地下の高圧下にあるマントル物質を、温度、組成一定のまま圧力だけ1気圧に減圧できれば、融かすことができる。こうして融けたマントル中を高密度の船が落ちていくのが、Table 2の③の減圧法である。ここでは、一例として、弾性波による圧力解放を考える。すなわち、弾性波によって低圧力場をマントルに瞬間的に作り出す方法である。

この方法の概念図をFig. 6(c)に示す。船は表面から弾性波(P波)を放射する。P波は、低圧の場合と高圧の場合を交互に作りだす。船の近傍のマントル物質は、断熱線に沿って低圧になり、マントルの融解曲線と交差する圧力・温度で融解する。そのとき、溶けたマントルより高密度の船は、下に落ちていく。

もともと、マントルは1 GPaから130 GPaの圧力状態にある。それを 10^5 Pa、1 MPa程度まで減圧するには、圧力の振幅が1 GPaから130 GPaのP波を発生しなければならない。そのためには大量のエネルギーが必要になることを以下に示す。船表面での圧力の振幅をPとすると、この波動を維持するために必要なエネルギーフラックス I_{elast} は、簡単な音響理論より(6)式で与えられる

$$I_{elast} \sim \frac{P^2}{\rho_m C_p} \quad (6)$$

C_p はP波速度、 ρ_m はマントル密度である。ただし、船のサイズに比べてP波の波長は十分小さいとしている。マントルを融解させるには、(6)式においてPはマントルの圧力程度でなければならない。たとえば、 $\rho_m C_p = 5 \times 10^7 \text{ kg/m}^2 \text{ s}$ および $P = 1 \text{ GPa}$ (モホ面近傍の圧力)を代入すると、 $I_{elast} \sim 10^{10} \text{ W/m}^2$ となり、 $P = 140 \text{ GPa}$ (CMBでの圧力)なら $I_{elast} \sim 10^{14} \text{ W/m}^2$ にもなる。したがって、標準的な商業用原子力発電装置1基分の出力($\sim 10^9 \text{ W}$)でも、断面積 $0.1 \text{ m}^2 \sim 0.1 \text{ cm}^2$ のマントルしか融かすことができない。しかし、上部マントルの部分熔融層やCMB近辺のような、わずかの圧力変化でマントルが融けうる場所を船が航行する時は、より小さい I_{elast} で済む可能性がある。

④ 加熱法

Table 2の④は、温度操作によるマントルの融解推進法である。ここでは、一例として、船からマントルに熱を供給してマントルを融かして進む方法を考察する。まず、全体像をFig. 6(d)に示す。すなわち、船の表面に発熱装置を設置し、マントルに熱を供給する。すると、船の周りのマントルが融点を越えて融け、融けた薄いマグマ中を、高密度の船が落ちて行く。この場合、(1)船からマントルへの熱伝導過程と(2)融解した薄いマント

ルを押しつけながら船が落下する過程の2つの素過程がある。多くの現象において熱伝導過程は律速段階になるので、この場合も(2)より(1)が律速段階になるであろう。その場合の船速度 V_{vessel} は、熱エネルギーのつりあいから(7)式で表現される。

$$V_{\text{vessel}} \sim \frac{I_{\text{therm}}}{c_m \rho_m \Delta T} \quad (7)$$

ただし、 ΔT は、その深さにおけるマントル温度とリキダス温度との差、 c_m はマントルの比熱、 I_{therm} は、船の単位表面積からマントルに単位時間あたり供給する熱エネルギーである。(7)式で $c_m = 1 \text{ kJ/k g K}$ 、 $\rho_m = 4000 \text{ k g/m}^3$ 、 $\Delta T = 1000 \text{ K}$ 、 $I_{\text{therm}} = 10^6 \text{ W/m}^2$ とすると $V_{\text{vessel}} \sim 1 \text{ mm/s}$ となり目標速度を達成できる。この時の I_{therm} の値は、③の減圧法で求めた $I_{\text{elast}} = 10^{10} \text{ W/m}^2$ よりは小さいがそれでもかなり大きな値である。

⑤ 融剤法

これは、マントルに融点降下剤を与えて融かす方法である。ここでは一例として、融剤を水として考察する。パイロライトに10wt%の水を加えると、リキダス温度が500K程度下がる(井上と澤本, 1990)。しかも、水は地上に豊富に存在するので融剤として有望である。融剤法の全体像をFig. 6(d)に示す。まず、マントルに船から水を与えてマントルを融かす。そして、船のまわりにできた薄いマグマ層の中を、マグマより高密度の船が落下する。水を熱に置き換えれば、この方法は、原理的に④の加熱法と同じである。

融剤法には、加熱法と同様、(1)船からマントルへの融点降下剤の供給過程と(2)融解した薄いマントルを押しつけながら船が落下する過程、の2つの素過程がある。マントルを融かすには10wt%程度の水が必要なので、コアまで行くには大量の水が必要である。しかし、船内に水をあらかじめ搭載していなくても、マントル中にあるフロゴナイトやPhase B (Finger et al., 1989)などの含水鉱物から水を調達する方法もある。

以上5種類の推進法について概観してきた。速度計算ができなかったものや、そもそもどのような物理法則がその過程を支配しているのか解明できなかったものもある。したがって、現段階で7つのうちどれを推進法として採用すべきか決定することはできない。

【4-3 船と地上との通信原理】

ここでは、マントル深部で観測した結果を地上の基地に送信する方法を考察する。まず、通信用波動の種類と使用周波数帯域の選択を行う。そのあと、送信する情報の具体的な内容について記述する。

3章の【4】で規定したように、通信ケーブルを使用しないので、波動の条件は次の2つである。

(1) マントル中での吸収が小さい

(2) 地上でのノイズレベルが小さい

これらは、情報送信パワーを小さくするためのものである。すなわち、マントルでの吸収が小さいほど、また地上でのノイズレベルが小さいほど、より小さいパワーで送信できる。波動の候補をあげ上の2条件に照らして通信用波動を決定する。

さて、自然界には、4種の力が存在する。すなわち、重力・弱い力・電磁気力・強い力である。すべての通信手段は、この4つの力のうちのどれかを利用している。強い力をもつ中性子は、固体中を1 m程度しか進めない。したがって、中性子ビームによる通信は吸収が激しすぎて不適當である。一方、重力を利用する重力波 (Gravitational Wave) と弱い力を利用するニュートリノは、マントルに限らず、あらゆる物質中をほとんど吸収されずに透過するので、この点では通信手段として有望である。しかし、重力波とニュートリノはあまりにも物質と相互作用しないために、かえって検出が困難である。たとえば、恒星クラスの大質量の振動が放射する強力な重力波でも、それを受信するためには、 10^{-20} 程度の空間歪を検出する必要がある (e.g., Hough, 1985)、その技術的困難のために、重力波を直接観測した報告すら無いのが現状である。一方、ニュートリノは、重力波よりは物質と強く相互作用するので、既に検出されてはいる。しかしニュートリノ通信は、通信システムが巨大で複雑なわりには送信速度が上がらない。たとえば3000 km離れた2点間のニュートリノ通信では、わずか2 bit/sの送信速度を確保するために、1 TeVの高エネルギー加速器が送信側に必要であり、さらに 10^7 tonもの水が検出器として受信側に必要である (Kelly et al., 1979)。

4章の冒頭で述べたように、本研究では現時点での技術レベルを考慮しないので、重力波通信とニュートリノ通信の可能性自体は否定しない。しかし、その通信原理は非常に複雑で巨大なものになることは明らかである。したがって、以下の議論では、通信システムが単純な電磁気力だけに限り、①電磁波②P波 (縦波の弾性波動) ③S波 (横波の弾性波動) の3つを候補とした。

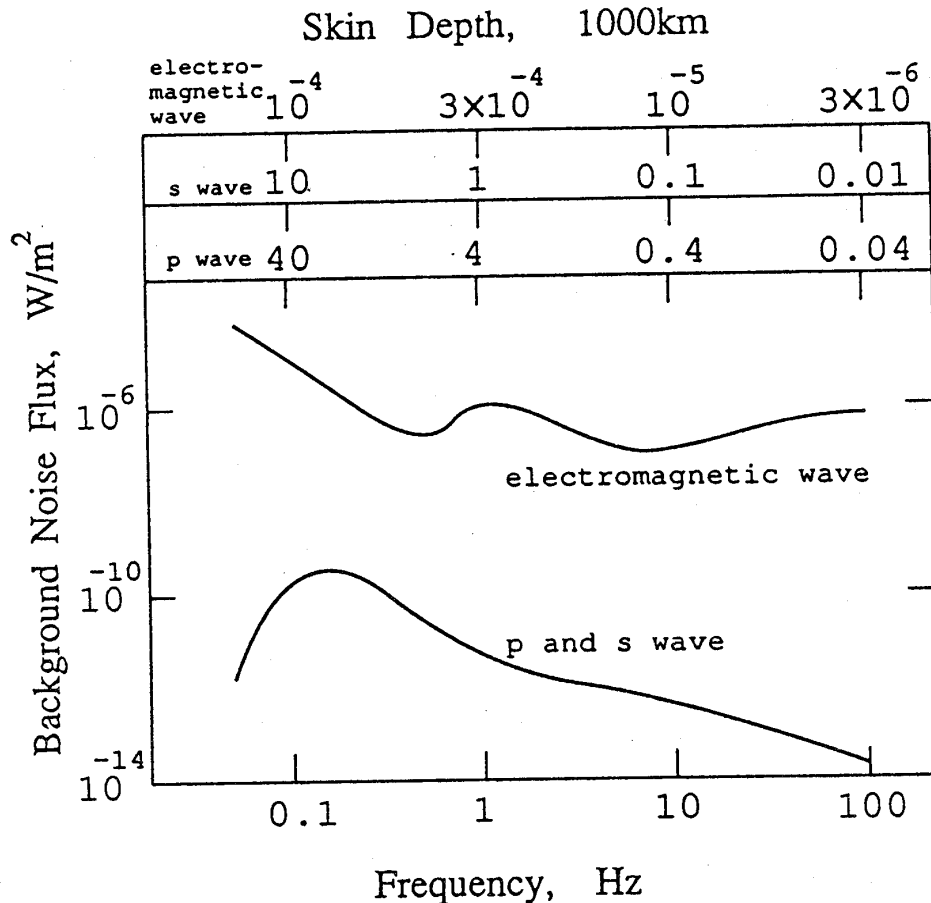


Fig. 8 弾性波および電磁波の地表でのバックグラウンド雑音フラックスの周波数依存性。バンド幅は1/3オクターブ。skin depthの周波数依存性も示してある。地震波のバックグラウンド雑音のデータは、Agnew et al., (1986)、磁気嵐のデータはCampbell, (1966)による。

Fig. 8に電磁波、P波、S波の特性を示した。電磁波の背景雑音は太陽風による磁気嵐によるものであり、弾性波の背景雑音源は風や海岸で砕ける水波などである。また、Skin Depth (平面進行波の振幅が吸収によって $1/e$ に減衰する距離)の計算では、マンツルの電気伝導度、P波の位相速度とQ値、S波の位相速度とQ値として下部マンツルの代表的な値である $10\Omega^{-1}\text{m}^{-1}$ 、 12km/s 、 1000 、 7km/s 、 500 をそれぞれ採用した。Fig. 8からわかるように電磁波は、弾性波よりノイズレベルが大きいうえにマンツルでの減衰が大きいので使用困難である。たとえば、 1Hz の電磁波は 30m しか進めない。またS波は、マンツル中の浸透距離がP波の4分の1程度なので使用しない。たとえば、 1Hz のS波は

1000 kmしか進めないが、1 HzのP波は4000 kmも減衰なしで進める。結局、P波が低吸収性、低雑音性の両方で最も優れているので、P波パルスによるデジタル弾性波通信が適当である。

次に、使用する周波数を決定するために、送信パワーを計算する。船は、球面P波を放射するものとし、地上でのS/N比を1とすると、必要な送信パワー P_{com} は、(8)式で与えられる。

$$P_{com} = 4\pi D^2 F_{back} \exp\left(2\pi \int_0^D \frac{f dr}{Q C_p}\right) \quad (8)$$

D は船の深度、 F_{back} は地上のバックグラウンドノイズフラックス、 Q はP波の Q 値、 C_p はP波の位相速度、 f はP波の周波数である。(8)式は、球面波のもつ幾何学的な波動の拡散と吸収の2つを考慮したものである。船とマントル、地殻との音響インピーダンス差は無視している。また、アレイによるスタッキングは、 F_{back} を下げるができるが、(8)式では考慮していない。かりに、世界中の地震観測所のうち100局がCore Projectに協力してくれれば、ビームフォーミングによって、S/N比が10倍改善される。

パワー P_{com} の計算例を、Fig. 9に示す。0.1 Hz、1 Hz、および10 Hzの Q 値として、AndersonとGiven (1982)の論文のTable 3のデータを採用し、100 Hzの Q 値については600と設定した。 C_p は、上部マントルでは9 km/s、下部マントルでは12 km/sとした。 F_{back} は、Fig. 8のデータを利用したのでバンド幅は1/3オクターブである。Fig. 9からわかるように、0.1 Hzと1 Hzの場合はほとんど吸収がなく、CMBから送信する場合でも、それぞれ $P_{com} = 10^6$ W、 10^3 W程度で済む。これに対して10 Hzと100 Hzは吸収が大きいので、 P_{com} は非常に大きくなる。たとえば、10 HzでCMBから送信する場合、 $P_{com} \sim 10^{14}$ Wも必要である。大型原子力発電所の出力が 10^9 Wであることと、全世界の発電所の総出力が 10^{12} Wであることから、10 Hz以上での送信はかなり困難である。したがって、使用周波数は最高1 Hzと結論できる。

以上をまとめると、通信システムは以下のようなになる。Fig. 2にあるとおり、船は落下しつつ球面P波を放射する。幸いにも、1 Hzというのはちょうど汎用地震計の周波数帯域に入っている。したがって、地上の基地では地震計によってそのP波を受信できる。マントルでの吸収や幾何学的拡散をなるべく防ぐために、船(震源)になるべく近い地表(震央)に地震計を設置すべきである。船に地震計が設置してあるので、逆に地上から船に指令

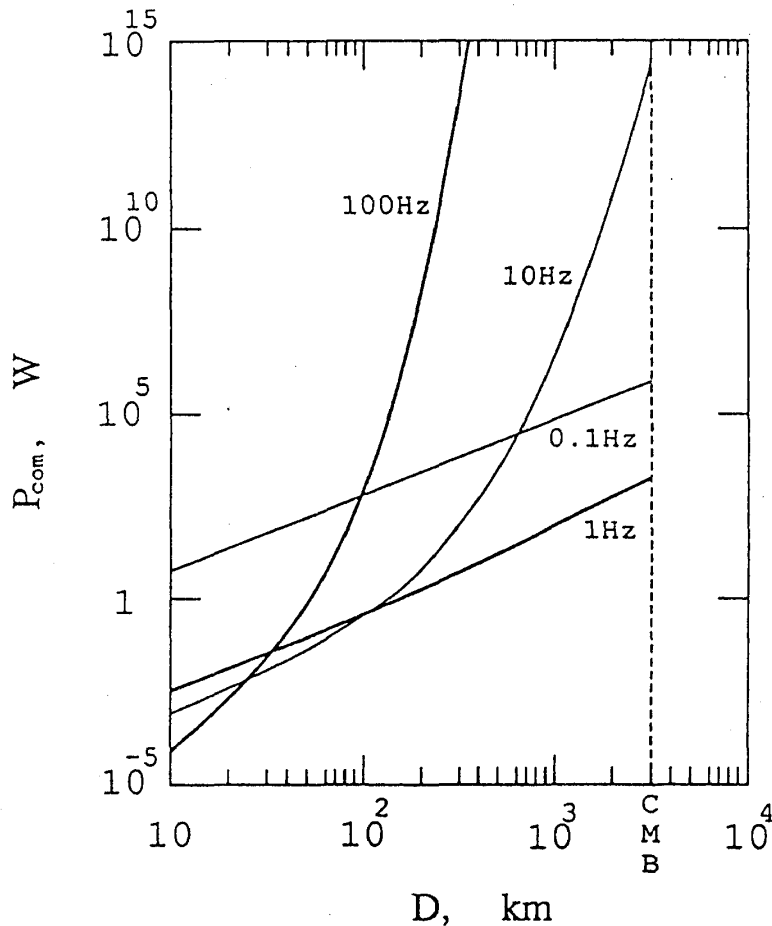


Fig. 9 地上と深さ D km との間の P 波通信に必要な出力 P_{com} 。
 (8) 式に基づいて計算した。CMB から 10 Hz や 100 Hz で送信するには、ばく大なパワーが要る。
 しかし、1 Hz や 0.1 Hz ならば送信パワーは比較的小さく抑えることができる。

を送ることもできる。また、もし P 波をビームとして絞ることができれば、情報送信速度が上がる。たとえば、日本にある受信局とオーストラリアにある受信局へ、別々の情報を同時に送信できるからである。ただし、P 波の波長が船のサイズより大きい場合は、P 波ビームを特定の地上局方向に絞ることができないので、Fig. 1 のような球面波になってしまう。

次に、1 Hz 未満の低周波 P 波を使って、データをどれだけ送信できるかを考察する。以下、特に断わらないかぎり線形 PCM 通信 (中田, 1984) を考える。これは、パルス幅を Δ 秒とする、最も基本的なデジタルパルス通信である。通信路に雑音が混入しなければ、この方式は $\Delta^{-1} \text{ bit/s}$ の情報送信速度を達成できる。パルス幅が Δ 秒の矩形波を作るためには周波数が $(2\Delta)^{-1} \text{ Hz}$ の正弦波だけでは不十分である。本研究では便宜上、周波数 $10 \times \Delta^{-1} \text{ Hz}$ までの高周波正弦波によって、パルス幅 Δ 秒の矩形波を作ることにする。すでに述べたように 1 Hz が使用最高周波数なのでパルス幅は $\Delta = 10 \text{ s}$ になり、通信容量は 0.1 bit/s となる。

通信路の容量が 0.1 bit/s の時、オーバーフローなしで送信できる条件をもとめる。情報理論によって、次の符号化定理が明らかにされている (Shannon and Weaver, 1949)。すなわち、「情報源のエントロピー生成速度を $H \text{ bit/s}$ とし、通信路の通信容量を $\Delta^{-1} \text{ bit/s}$ とする。情報源から発生するデータを、この通信路を通して送るものとする。この時、通信路がオーバーフローを起こさないためには、容量 Δ^{-1} は $\Delta^{-1} \geq H$ を満たさなければならない。等号は、冗長度の少ない最適符号化を行い、かつ通信路に雑音が混入しないときに成立する」。通信効率を最大にするために、等号成立のケースを採用する。 $\Delta^{-1} = 0.1 \text{ Hz}$ と設定したので、上の定理より、 $H = 0.1 \text{ bit/s}$ が情報生成速度の上限になる。

地上に送る情報の内容を検討し、その情報発生速度が 0.1 bit/s を上回るかどうかを調べる。3章で規定したように、船に搭載する観測機器は温度計、磁力計、電気伝導度計、地震計、重力計の5つである。

(1) 温度は、船が 1 km 落下することに観測するとする。2章であげたように地下 650 km を境にして2層マントル対流が起きているならば、この温度観測によって 650 km 付近に高い温度勾配 (熱境界層) が確認されるであろう。温度データの型は、 0000 K から 9999 K までの4桁の自然数として、それを地上に送信することにする。すると100年間に、 $4 \times \log_2 10 \text{ bit}$ のデータが2900個発生することになる。したがって温度情報の生成速度は、 $2900 \times 4 \times \log_2 10 \text{ bit} / 100 \text{ yr} = 10^{-5} \text{ bit/s}$ となる。

(2) 磁力計は、落下する間つねにサンプリング間隔1日 (ナイキスト周波数 $6 \mu \text{ Hz}$) で磁束密度の三方向成分をそれぞれ 25 bit の数値データとして観測することにする。船が上部マントルを航行している間は、コア由来の磁場変動成分は高々周期4年なので (Currie, 1967)、このサンプリング間隔で十分である。すると最大 $3 \times 10^{-3} \text{ T}$ まで、 10^{-10} T の分解能で観測でき、その結果、磁場情報の生成速度は、 $3 \times 25 \text{ bit/day} = 9 \times 10^{-4} \text{ bit/s}$ である。ただし D'' 層まで船が行くと、より高周波成分の磁場変動が観測できるので、サンプリング速度を上げる必要がある。

(3) 電気伝導度は、化学組成や鉱物相、温度、酸素フガシティに依存するので、マントルの物質と環境の情報を与える。また、磁力計の生データからコアのトロイダル磁場を外挿する時にも、マントルの電気伝導度は必要である。このデータの型は、 $\#. \#\#\# \times 10^{##}$ のように、4桁の仮数部と2桁の指数部にわけることにする。そして、(1) の温度データと同様に、船が 1 km 落下することに観測すると仮定する。この場合、情報生成速度は、

$2900 \times 6 \times \log_2 10 \text{ bit} / 100 \text{ yr} = 2 \times 10^{-5} \text{ bit} / \text{s}$ になる。

(4) 重力計と地震計は、サンプリング間隔10秒(ナイキスト周波数は、50mHz)で、10bitの地震波形データを100年間観測し続けることにする。これによって、コアモードなどの長周期自由振動の観測が可能になる。重力計は上下方向の加速度しか測れないが地震計は上下東西南北の3方向の運動を観測できる。したがって、情報エントロピーの生成速度は、

$(1+3) \times 10 \text{ bit} / 10 \text{ s} = 4 \text{ bit} / \text{s}$ になる。1Hz前後の実体波の観測にはサンプリング間隔として0.1秒が適当である。このとき、情報発生速度は400bit/sに増加する。

(5) 重力計は、スラブペネトレーションの検証にも使用するので、超電導重力計の分解能の限界(1ナノガル)までデータを取る必要がある。たとえば船が1km落下するごとに重力加速度の測定を行い、40bitの数値データを地上に送信することにする。すると、重力加速度データの情報発生速度は、 $2900 \times 40 \text{ bit} / 100 \text{ yr} = 4 \times 10^{-5} \text{ bit} / \text{s}$ になる。

(1)(2)(3)(5)に関しては、計算したエントロピー生成速度は通信路の容量(0.1bit/s)に比べて桁違いに小さいので、十分送信可能である。情報送信中は、発生するP波のために重力計と地震計による観測は不可能になる。しかし、その中断時間は100年という観測期間に比べて桁違いに小さいので支障はない。これに対して、(4)の地震波形データは、0.1bit/sを越えている。したがって、船内部で100年間にわたって観測した、1Hz前後の実体波時系列データと1mHz前後の自由振動時系列データを、すべて線形PCM方式で地上に送信することは原理的に不可能である。

そこで、次のようなデータ圧縮を考える。まず、実体波データについては、たとえばマグニチュード6以上のイベントだけを送ることにすれば、ビットレートをかなり下げることができる。また、自由振動データについては、時系列データそのものを送信するかわりに、船内でフーリエ変換を行う。たとえば、自由振動モードを100選り、その周波数とQ値だけを20bitで送信することにする。この場合、100年間かけて観測した 10^{10} bit もの自由振動の時系列データを、わずか $100 \times 2 \times 20 = 4000 \text{ bit}$ で表現できるので、パルス幅10sの通信システムでも充分送信できる。他にも、ADPCM、ベクトル量子化、PARCOR、LSPなどのデータ圧縮法があるので(中田, 1984)、これらを援用すれば、地震データを、パルス幅 $\Delta = 10 \text{ s}$ すなわち0.1bit/sで、送信できる可能性がある。

【4-4 エネルギー供給原理】

探査船は、船のもつエネルギーを消費しながら地下で活動（マントル中の推進、観測、通信）する。ここでは、このようにして消費されるエネルギーの供給原理を考察する。まずエネルギーの需要量を見つめ、次に供給手段の一例として熱機関を検討する。

探査船の活動内容を3つに分類して、それぞれの活動のエネルギー需要量を見つめた。(1) 推進活動：4-2のTable 2で挙げた、①②の方法は、重力エネルギーがエネルギーソースなので、原子炉のようなエネルギー発生装置は不要である。一方、③④の方法は(6)(7)式から求めたように、かなり大きなエネルギーフラックスを必要とする。しかし、⑤⑥⑦も含めて、本研究では推進法の詳しい考察は行わなかったので推進に必要なエネルギー需要量を正確に計算することはできない。(2) 通信活動：船内部で観測したデータを、球面P波によって地上局に送信するのに必要なエネルギー量を見積もる。4-3で述べたように、パルス幅 $\Delta = 10\text{ s}$ （使用周波数帯域は、 $0 \sim 1\text{ Hz}$ ）の通信を行うので、Fig. 9より、 $10^6\text{ W} \times 100\text{ yr} = 3 \times 10^{15}\text{ J}$ あれば十分である。(3) 観測活動：船に搭載した観測機器やコンピュータの作動に必要なエネルギーは、(1)(2)に比べてかなり小さいと見なし、無視する。以下は、(2)で計算した $3 \times 10^{15}\text{ J}$ の供給手段を考察する。

このエネルギーを石油（灯油）の燃焼で供給すると仮定する。灯油の発熱量は、 $4 \times 10^7\text{ J/kg}$ 程度であるから、 $3 \times 10^{15}\text{ J}$ を供給するためには、少なくとも $10^8\text{ kg} \sim 10^5\text{ m}^3$ の灯油と、それに対応する量の酸素を船に搭載する必要がある。一方、ウランの核分裂エネルギーは、単位質量あたりのエネルギー発生量（ $\sim 10^{14}\text{ J/kg}$ ）が、灯油などの化学エネルギーに比べて 10^6 倍も大きいので有望なエネルギーソースである。しかし本研究では、マントルを高温熱源、あらかじめ船に搭載しておいた低温の岩石を低温熱源とする熱機関でも $3 \times 10^{15}\text{ J}$ のエネルギーを容易に供給できることを示すにとどめる。この方法は、単位質量あたりのエネルギー発生量が上にあげた灯油の燃焼とほぼ同じで、それほど強力なエネルギーソースではない。しかし、この方法は、マントルの高温を巧みに利用するものであり、船内部に熱の捨て場（例えば 20°C の岩石塊）さえ確保すればよく、特別な燃料は不要である。しかも、Seebeck効果を応用した熱電発電を採用すれば可動部分の少ない単純な構造の動力発生装置を製作できる。

熱機関の種類にはジーゼル機関、オットー機関、ランキン機関など多数あるが、本研究ではカルノーサイクルを採用する。なぜなら、この機関が最も

熱効率がよいからである。すなわち、可逆カルノーサイクルで計算した場合が、熱機関によるエネルギー供給量の理論的上限を与えることになる。

3×10^{15} J を供給するのに必要な、低温熱源球の半径を計算する。問題を次のように設定する。【初期温度が T_{init} (一様な温度分布) で、半径 R_{carnot} 、比熱 c 、密度 ρ の球を与える。 c 、 ρ は温度によらない定数とする。この球を低温熱源とし、高温熱源をマントル (熱容量は無限大、温度は T_{mantle}) とする可逆的カルノーサイクルを考える。球の温度が T_{init} から T_{mantle} になるまでにどれだけのエネルギー E_{carnot} を力学的仕事として取り出せるか。】この問題は次のように解ける。カルノー機関の熱効率 e について (9) 式が成立する。但し T は球の温度、 Q は球に可逆的に流入する熱量である。

$$e = \frac{T_{mantle} - T}{T_{mantle}} = \frac{dE_{carnot}}{dQ + dE_{carnot}} \quad (9)$$

また、熱エネルギーの保存則より (10) 式が出る。

$$dQ = \frac{4\pi R_{carnot}^3 c \rho dT}{3} \quad (10)$$

(9) (10) の微分方程式より、 E_{carnot} が (11) 式で表現される。

$$E_{carnot} = \frac{4\pi R_{carnot}^3 c \rho}{3} \{ T_{init} - T_{mantle} + T_{mantle} \times \log_e (T_{mantle} / T_{init}) \} \quad (11)$$

種々の T_{mantle} 、 T_{init} についての E_{carnot} を Fig. 10 に示す。Fig. 10 からわかるように、半径 100 m の低温熱源球を船に搭載すれば、 3×10^{15} J を供給できる。

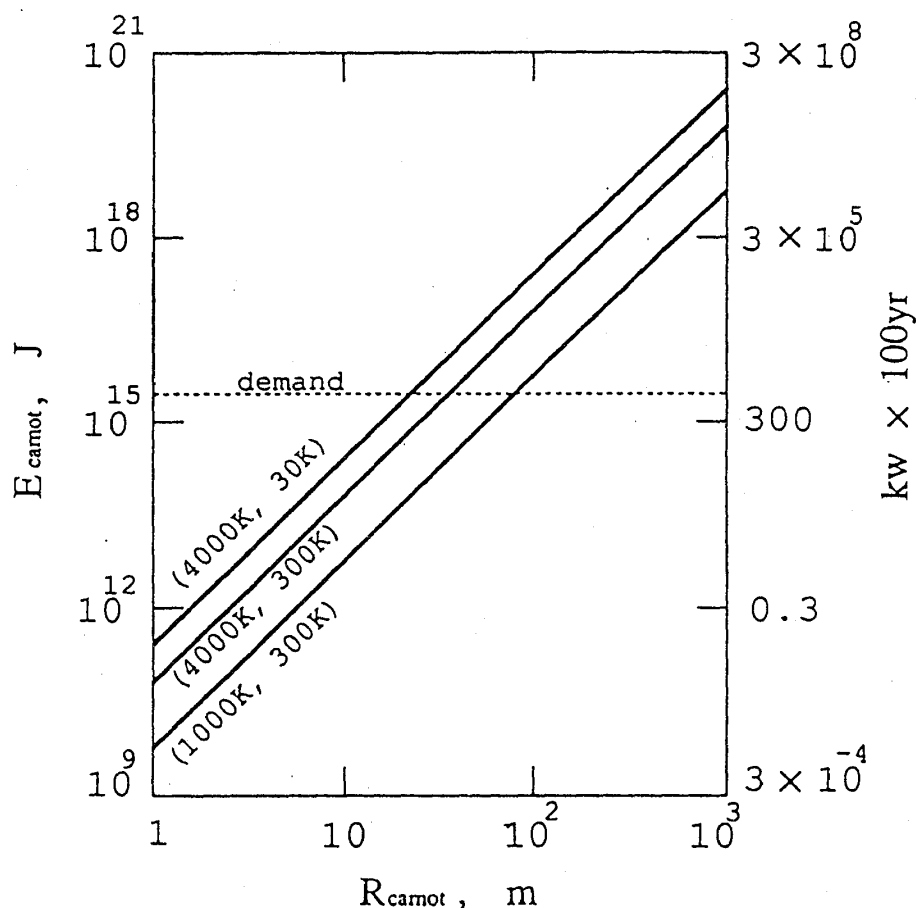


Fig. 10 カルノーサイクルによって供給できるエネルギー。
 (11)式に基づいて計算した。
 (T_{mantle} , T_{init})と、通信のためのエネルギー需要
 量が記入してある。100メートル程度のサイズの低温熱
 源があれば、需要をまかなえることがわかる。

5章 総括と展望

地球深部の直接探査を実行するにあたって解決すべき問題は、耐熱耐圧、推進、通信、エネルギーの4つである。たとえ、マントル物質のサンプリング法が開発されなくても、この4つが解決できれば、Core Projectは実現できる。そして、耐熱は、断熱材で船を囲うことで達成される。また、耐圧については、最も効率のよい耐圧原理を(2)式で示した。推進法に関しては、一般的な分類がなされ、特にマントルの塑性流動を利用した推進原理について詳しい検討が加えられた。通信については、パルス幅が10sのP波に

よる線形PCM通信を採用すれば、通信ケーブルなしでも0.1 bit/s程度の送信速度は容易に確保できることがわかった。また、エネルギー供給原理として、低温熱源を船に搭載し、高温熱源としてマントルを利用するカルノーサイクルも有望なことを示した。このように、4つの問題は原理的に解決されたので、Core Projectは物理学的には実現可能である。

探査船のプロトタイプとして、次のタイプのものを挙げることができる。半径10 m程度の球形の観測室に、計算機や観測機器（地震計・重力計・磁力計・温度計・電気伝導度計）を設置する。ただし、磁力計と温度計と電気伝導度計のセンサー部分は、マントルに接するように配置する必要がある。この観測室を、肉厚30 mの完全結晶ダイヤモンドで囲う。さらにその耐圧球殻を、肉厚100 mの輝石（ $MgSiO_3$ ）製の断熱球殻で囲う。最後に、それを肉厚数kmの鉄球殻で囲う。結局、船の大部分は推進のための鉄球で占められる。これによって、船の自重で1 mm/sの速度でマントル中を落下できるし、CMBの温度圧力にも耐えることができる。観測データは、船内のスピーカーからP波（使用最高周波数1 Hz）を発生して、0.1 bit/sで送信する。鉄球内に設置した熱発電素子によって、 $\sim 10^{12} W$ の出力を100年間維持できる。このプロトタイプのCore Projectを実行すると、2章で上げた問題②、③、⑤、⑥、⑦、⑧の6つ（Fig. 1で示した星印（★）の問題）の解決に大きく貢献できる。

本研究では、4章の冒頭で挙げた4つの問題の性格を明らかにし、その原理的な解明を試みたが、技術的な問題は解決できなかった。たとえば、耐圧材料として使用するために、ダイヤモンドやステイショバイトの完全結晶が必要であるが、その製造技術を開発することはできなかった。また、推進に関しては、原子炉を使ったマントルの加熱融解システムや、強力な弾性波発生装置の設計もできなかった。エネルギーについても、高温高压で作動する熱発電プラントの設計ができなかった。さらにいえば、すべての問題が原理的に解決されたわけではない。たとえば、4-2で挙げた7つの推進法のうち、減圧法や加熱法は、その物理素過程を解明できなかった。また、マントル物質のサンプリング原理も解明できなかった。

最後に、「固体惑星深部の直接探査」という視点に立った、研究テーマを挙げる。もちろん、ダイヤモンドの完全結晶の製作や高温高压で作動する熱電半導体の開発は、Core Projectに必要である。しかし、それらは工学上の問題であって、惑星科学固有の問題ではないので除外した。

まず、最優先されなければならないのが、マントルのレオロジカル・パラメーターの決定である。特に、マントルの塑性流動特性と破壊靱性の決定が重要である。なぜならば、より正確な推進法・通信法の評価には、マントル

のレオロジカルな特性を正確に知らなければならないからである。たとえば、(3)式で表現されるマントル物質(カンラン石)の粘性は、推進法として塑性流動法を採用するときには重大な影響を及ぼすが、遷移層や下部マントル物質の塑性流動特性は、ほとんど分かっていない。したがって、活性化体積・活性化エネルギー・水分の影響を、スピネル型(遷移層構成物質)、ペロブスカイト型(下部マントル構成物質)について研究する必要がある。また、4-2で述べたように、水圧破碎による推進を採用する場合、クラックの開口変位 h が船のサイズより小さくなるおそれがある。したがって、 h を大きくすることが要求されるが、 h はマントルのモードIの破壊靱性 K_{IC} の影響を受ける(Spence et al., 1987)。マントル物質の高温高压下での K_{IC} は、地表付近の環境での値より1桁以上大きいらしいが、詳しいことはまだわかっていない。逆に、Core Projectによってマントルのレオロジカルパラメータを決定できる側面もある。したがって、探査船の1号機で K_{IC} や粘性係数を決め、2号機でより正確な船の設計を行うことができる。

他に研究すべきレオロジカル・パラメータとしては、マントルの Q 値と融けたマントルの粘性が挙げられる。(8)式で示したように、データの送信に必要なパワー P_{com} は、マントルの Q 値に敏感である。したがって送信エネルギーの正確な見積もりをする意味で、低速度層や D'' 層での $0.1\text{ Hz} \sim 1\text{ Hz}$ のバンドにおける Q 値の決定は重要である。また、推進法としてマントルを融かす方法を採用すると、融けたマントル(マグマ)の中を船が進む素過程の評価が必要になる。マグマの粘性は速度計算に不可欠であるが、下部マントルの環境におけるマグマの粘性はまだ分かっていない。

レオロジカル・パラメータの測定以外に、研究すべきテーマとして次の2つをあげる。(1)歪加熱の問題。鉄製の船の半径が 30 km をこえると、塑性変形に伴う発熱によってマントルが融解する(Ockendon et al., 1985)。その結果、船の推進速度は桁違いに大きくなるので、その正確な評価が要求される。(2)マントル中の水の問題。Table 2の⑤のように、マントル中の水を回収して融剤に使う場合、マントル中の水の存在量と存在形態(角閃石、フログバイト、Phase B)の情報が必要である。また、水を与えた時の下部マントルの融点降下量もわかっていない。

人類は、宇宙に向けて直接探査機ボイジャーをうちあげ、それは今、地球から数十億 km 彼方の太陽系外にまで達している。しかし、目を足元に転じると、わずか 12 km の直接地下探査しか行なっていないことに気がつく。本論文によって、「惑星深内部の直接探査」という新分野が発生することを心から願うものである。

謝辞

東京大学理学部の熊沢峰夫教授には、指導教官として終始貴重な助言と激励を戴きました。また、通産省地質調査所の増田幸治博士には水圧破碎実験で懇切丁寧な指導を受けました。最後に、論文を読んで戴き、有益な議論をして戴いた、筑波大学物理工学系の小川泰教授、筑波大学地球科学系の栗田敬助教授、通産省地質調査所の中野司博士、筑波大学物理工学系の平田隆幸講師に、深く感謝いたします。

参考文献

- Abe, Y., Abundance of Carbon in an Impact-Induced Proto-Atmosphere, Proc. 21st ISAS Lunar Planet. Symposium, 238-244, 1988
- Agnew, D.C., et al., Project IDA : A Decade in Review, Transactions, American Geophysical Union (EOS), 67, 203-212, 1986
- Anderson, D.L., and J.D. Bass, Mineralogy and Composition of the Upper Mantle, Geophys. Res. Lett., 11, 637-640, 1984
- Anderson, D.L., and J.D. Bass, Transition Region of the Earth's Upper Mantle, Nature, 320, 321-328, 1986
- Anderson, D.L., and J.W. Given, Absorption Band Q Model for the Earth, J. Geophys. Res., 87, 3893-3904, 1982
- Anderson, D.L., Theory of the Earth, Blackwell Scientific Publications, 1989
- Braginsky, S.I., and P.H. Roberts, A Model-Z Geodynamo, Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 38, 327-349, 1987
- Busse, F.H., A Model of the Geodynamo, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 42, 437-459, 1975
- Campbell, W.H., A Review of the Equatorial Studies of Rapid Fluctuations in the Earth's Magnetic Field, Annales de Géophysique, 22, 492-501, 1966
- Carter, N.C., and H.G. Avé Lallemant, High Temperature Flow of Dunite and Peridotite, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 2181-2202, 1970
- Chapman, D.S., and H.N. Pollack, Global Heat Flow: A New Look, Earth Planet. Sci. Lett., 28, 23-32, 1975
- Chapman, D.S., and H.N. Pollack, Regional Geotherms and Lithospheric Thickness, Geology, 5, 265-268, 1977
- Courtillot, V., and J.L. Le Mouél, Time Variations of the Earth's Magnetic Field: From Daily to Secular, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16, 389-476, 1988

- Creager, K.C., and T.H. Jordan, Slab Penetration Into the Lower Mantle Beneath the Mariana and Other Island Arcs of the Northwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, 91, 3573-3589, 1986
- Currie, R.G., Magnetic Shielding Properties of the Earth's Mantle, *J. Geophys. Res.*, 72, 2623-2633
- Dazhi, G., and R.I. Tanner, The Drag on a Sphere in a Power-Law Fluid, *J. Non-Newtonian Fluid Mech.*, 17, 1-12, 1985
- DePaolo, D.J., and G.J. Wasserburg, Petrogenetic Mixing Models and Nd-Sr Isotopic Patterns, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627, 1979
- De Rújula, A., et al., Neutrino Exploration of the Earth, *Physics Reports (A Review Section of Physics Letters)*, 99, No. 6, 341-396, 1983
- Dziewonski, A.M., and J. H. Woodhouse, Global Images of the Earth's Interior, *Science*, 236, 37-48, 1987
- Finger, L.W., et al., Crystal Chemistry of Phase B and an Anhydrous Analogue: Implications for Water Storage in the Upper Mantle, *Nature*, 341, 140-142, 1989
- Frohlich, C., The Nature of Deep-Focus Earthquakes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, 227-254, 1989
- Fukao, Y., and N. Suda, Core Modes of the Earth's Oscillations and Structure of the Inner Core, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 401-404, 1989
- Fumimoto, N., Japan's Longest Highway Tunnel, *Tunnels & Tunnelling*, 12, No. 10, 20-23, 1980
- Ganapathy, R., and E. Anders, Bulk Compositions of the Moon and Earth, Estimated from Meteorites, *Proc. 5th. Lunar Conf.* (supp. 5, *Geochim. Cosmochim. Acta*), 2, 1181-1206, 1974
- Gast, P.W., Limitations on the Composition of the Upper Mantle, *J. Geophys. Res.*, 65, 1287-1297, 1960
- Giardini, D., et al., Three-Dimensional Structure of the Earth from Splitting in Free-Oscillation Spectra, *Nature*, 325, 405-411, 1987
- Gubbins, D., and J. Bloxham, Morphology of the Geomagnetic Field and Implications for the Geodynamo, *Nature*, 325, 509-511, 1987
- Gwinn, C.R., et al., Geodesy by Radio Interferometry: Studies of the Forced Nutations of the Earth 2. Interpretation, *J. Geophys. Res.*, 91, 4755-4765, 1986
- Greenberg, D.S., Understanding the Earth; A Reader in the Earth Sciences, ed. by Gass, I.G., P.J. Smith and R.C.L. Wilson, The

- Artemis Press, 1972
- Hager, B.H., Subducted Slabs and the Geoid; Constraints on Mantle Rheology and Flow, *J. Geophys. Res.*, 89, 6003-6015, 1984
- Hager, B.H., et al., Lower Mantle Heterogeneity, Dynamic Topography and the Geoid, *Nature*, 313, 541-545, 1985
- Hale, C.J., Palaeomagnetic Data Suggest Link between the Archaean-Proterozoic Boundary and Inner-Core Nucleation, *Nature*, 329, 233-237, 1987
- Hart, S.R., A Large-Scale Isotope Anomaly in the Southern Hemisphere Mantle, *Nature*, 309, 753-757, 1984
- Hart, S.R., and A. Zindler, Constraints on the Nature and Development of Chemical Heterogeneities in the Mantle, in "Mantle Convection", ed. by W.R. Peltier, Gordon and Breach Science Publishers, 1989
- Hofmann, A.W., and W.M. White, Mantle Plumes from Ancient Oceanic Crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 421-436, 1982
- Hough, J., New Detectors for Gravity Waves, *Nature*, 316, 576-577, 1985
- Hsü, K.J., Thirteen Years of Deep-Sea Drilling, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 109-128, 1982
- Ida, S., et al., The Earth's Core Formation Due to the Rayleigh-Taylor Instability, *Icarus*, 69, 239-248, 1987
- 井上徹, 澤本紘, Pyroliteの含水条件下での熔融実験, 惑星科学, 第8巻, 200-204, 1990
- Ito, K., Chaos in the Rikitake Two-Disc Dynamo System, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 451-456, 1980
- Jacobs, J.A., Reversals of the Earth's Magnetic Field, Adam Hilger Ltd., 1984
- Jeanloz, R., and S. Morris, Temperature Distribution in the Crust and Mantle, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 377-415, 1986
- Jeanloz, R., and H.R. Wenk, Convection and Anisotropy of the Inner Core, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 72-75, 1988
- Jeanloz, R., High Pressure Chemistry of the Earth's Mantle and Core, in "Mantle Convection", ed. by W.R. Peltier, Gordon and Breach Science Publishers, 1989
- Jeanloz, R., The Nature of the Earth's Core, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 357-386, 1990
- Jones, S.E., et al., Observation of Cold Nuclear Fusion in Condensed Matter, *Nature*, 338, 737-740, 1989
- Karato, S., et al., Rheology of Synthetic Olivine Aggregates:

- Influence of Grain Size and Water, *J.Geophys.Res.*, 91, 8151-8176, 1986
- Karato, S., Plasticity-Crystal Structure Systematics in Dense Oxides and Its Implications for the Creep Strength of the Earth's Deep Interior: A Preliminary Result, *Phys.Earth Planet. Interiors*, 55, 234-240, 1989
- Kaula, W.M., Geophysical Implications of Satellite Determinations of the Earth's Gravitational Field, *Space Sci.Rev.*, 7, 769-794, 1967
- 川口則幸, スペースVLBI実験による地球重心の測定, 号外「地球」, No. 2, 95-99, 1989
- Kelly, F.J., et al., Telecommunication by High-Energy Neutrino Beams, in "Long-Distance Neutrino Detection"; AIP Conference Proceedings No.52, ed. by Sáenz, A.W., and H.Überall, 113-128, 1979
- Kobayashi, M., and Y.Fukao, The Earth as an Antineutrino Star, *Geophys.Res.Lett.*, 18, 633-636, 1991
- Kozlovsky, Y.A., The World's Deepest Well, *Sci.Am.*, 251, 106-112, 1984
- Langel, R.A., and R.H.Estes, A Geomagnetic Field Spectrum, *Geophys. Res.Lett.*, 9, 250-253, 1982
- Lees, A.C., et al., Reflection Properties of Phase Transition and Compositional Change Models of the 670-km Discontinuity, *J.Geophys.Res.*, 88, 8145-8159, 1983
- Lewis, J.S., Metal/Silicate Fractionation in the Solar System, *Earth Planet.Sci.Lett.*, 15, 286-290, 1972
- Libchaber, A., et al., Period Doubling Cascade in Mercury , A Qualitative Measurement, *J.Phys.Lett.*, 43, L211-L216, 1982
- McKenzie, D., The Generation and Compaction of Partially Molten Rock, *J.Petrology*, 25, 713-765, 1984
- Melchior, P.J., The Physics of the Earth's Core, Pergamon Press, 1986
- Mercier, J.C., and N.L.Carter, Pyroxene Geotherms, *J.Geophys. Res.*, 80, 3349-3362, 1975
- Morelli, A., et al., Anisotropy of the Inner Core Inferred from PKIKP Travel Times, *Geophys.Res.Lett.*, 13, 1545-1548, 1986
- Murthy, V.R., and H.T.Hall, The Chemical Composition of the Earth's Core: Possibility of Sulphur in the Core, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 2, 276-282, 1970
- Murthy, V.R., and H.T.Hall, The Origin and Chemical Composition of the Earth's Core, *Phys.Earth Planet.Interiors*, 6, 123-130,

1972

中田和男, デジタル情報圧縮, 電子科学シリーズ第100巻, 廣済堂産報
出版, 1984

Neuberg, J., et al., Stacking Gravity Tide Observations in Central
Europe for the Retrieval of the Complex Eigenfrequency of the
Nearly Diurnal Free-Wobble, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 91,
853-868, 1987

Ockendon, J.R., A.B. Tayler, S.H. Emerman and D.L. Turcotte, Geodynamic
Thermal Runaway with Melting, *J. Fluid Mech.*, 152, 301-314,
1985

Ohtani, E., Chemical Stratification of the Mantle Formed by Melting
in the Early Stage of the Terrestrial Evolution, *Tectonophys.*,
154, 201-210, 1988

Olson, P., et al., Plume Formation in the D"-Layer and the Roughness
of the Core-Mantle Boundary, 327, 409-413, 1987

Peltier, W.R., Mantle Viscosity, in "Mantle Convection", ed. by
Peltier, W.R., Gordon and Breach Science Publishers, 1989

Ranalli, G., Rheology of the Earth, Allen & Unwin Inc., 1987

Ringwood, A.E., Composition and Petrology of the Earth's Mantle,
McGraw-Hill, New York, 1975

Ringwood, A.E., Origin of the Earth and Moon, Springer Verlag, 1979

Ringwood, A.E., and T. Irifune, Nature of the 650-km Seismic
Discontinuity: Implications for Mantle Dynamics and
Differentiation, *Nature*, 331, 131-136, 1988

Scarfe, C.M., and E. Takahashi, Melting of Garnet Peridotite to
13GPa and the Early History of the Upper Mantle, *Nature*, 322,
354-356, 1986

Schwarzshild, B., Do Asteroid Impacts Trigger Geomagnetic Reversals?,
Phys. Today, 40, 17-20, 1987

Shannon, C.E., and W. Weaver, The Mathematical Theory of
Communication, the University of Illinois Press, 1949

Smith, B.A., et al., The Jupiter System through the Eyes of Voyager 1,
Science, 204, 951-972, 1979

Smith, B.A., et al., Voyager 2 at Neptune: Imaging Science Results,
Science, 246, 1422-1449, 1989

Spence, D.A., P.W. Sharp, and D.L. Turcotte, Buoyancy-driven Crack
Propagation : A Mechanism for Magma Migration, *J. Fluid Mech.*,
174, 135-153, 1987

Stevenson, D.J., Models of the Earth's Core, *Science*, 214, 611-619,
1981

- Stevenson, D.J., et al., Magnetism and Thermal Evolution of the Terrestrial Planets, *Icarus*, 54, 466-489, 1983
- Stolper, E.M., et al., Melt Segregation from Partially Molten Source Regions, *J. Geophys. Res.*, 86, 6261-6271, 1981
- Tanimoto, T., Splitting of Normal Modes and Travel Time Anomalies Due to the Magnetic Field of the Earth, *J. Geophys. Res.*, 94, 3030-3036, 1989
- Verne, J., Voyage au Centre de la Terre (in French), 1864 : English Version, Journey to the Center of the Earth, Penguin, 1986
- White, W.M., Sources of Oceanic Basalts: Radiogenic Isotopic Evidence, *Geology*, 13, 115-118, 1985
- Young, C.J., and T. Lay, The Core-Mantle Boundary, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15, 25-46, 1987
- Zindler, A., and S.R. Hart, Chemical Geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571, 1986
- Zürn, W., et al., Detection of Inertial Gravity Oscillations in the Earth's Core with a Super Conducting Gravimeter at Brussels, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 49, 176-178, 1987

用語解説

本論で使用した地球科学的術語の解説を以下に示す。

アルペン波

：磁力線にそって伝わる電磁波の一種。位相速度は、コアの環境では 1 cm/s 程度。

アレイ　：複数の地震計で地震波を観測して、 S/N 比と指向性を挙げる手段。この原理は、電波天文学にも応用されている。

FCN　　：外核は流体なので、マントルと地殻とは違う自転軸をもつことができる。外核独自の章動を FCN と呼ぶ。

LOD　　：地球の固体部分（地殻とマントル）の一日の長さ。その値は約 24 時間であるが、大気との角運動量のやりとりなどによって 1 週間で数ミリ秒もの揺らぎがある。

オフィオライト

：かつて海底でリソスフェアの上部を構成していたと考えられている岩盤。したがって、これを調べれば、地下 10 数 km までのことはある程度わかる。

ガーネット

：鉱物の 1 種で、化学式はたとえば $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ である。

アルミニウムを多量に含むのが特徴。

角閃石（かくせんせき）

：鉱物の1種で、水を含んでいるのが特徴である。化学式はたとえば $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ である。

カンラン石

：上部マントルの主要鉱物と考えられている鉱物。化学式は、たとえば Mg_2SiO_4 である。

Q値　　：電気回路のQ値と同様、振動の減衰定数。地球は弾性波を吸収するのでQ値は ∞ にはならず、ある有限の値をとる。

キンバライト

：岩石の一種で、しばしばダイヤモンドを含んでいる。この岩石をつくったマグマは、1 m/s もの高速でマントル中を上昇して噴火したと考えられている。

クラーク数

：地殻の元素存在度。Oが最も多く、Si, Al, Feがそれに続く。

クリープ：温度と応力が時間的に一定にもかかわらず、歪が増大する現象。高温の固体に起こりやすい。

玄武岩（げんぶがん）

：海洋地殻を構成しているおり、地球表面で最も大量に存在する岩石。

コア　　：地下2900 km以深の部分で、地球体積の15%、質量の30%を占める。主成分は鉄で、固体の内核と液体の外核に分かれる。

コアアンダー トーン

：コア内部で発生する周期1時間以上の振動現象。振動の復元力は、重力、電磁気力、コリオリ力の3つである

コアフォーメーション

：地球内部に均一に分布していた鉄が、レーリーテラー型不安定を起こして、地球中心部に沈降し外核を形成した現象。地球史の初期、約46億年前に起こったと考えられている。

コンラッド不連続面

：大陸地殻深部にある地震波速度の不連続面。従来は、玄武岩と花崗岩の境界と解釈されていた。

サブダクションゾーン

：リソスフェアが沈降している地帯で、例として日本海溝がある。

CMB　　：Core Mantle Boundaryの略称。コアと外核との境界で、地下2900 kmにある。

ジオイド：地球の等重力ポテンシャル面のうち、平均海水面に等しい曲面。ほぼ、回転楕円体をしているが、地球表面と内部の不均質な物質分

布の影響をうけて、わずかに歪んでいる。

ステイショバイト

：鉱物の一種で、化学組成は SiO_2 である。約地下300 km以深の圧力のもとでのみ安定だが、高圧発生装置で製造できる。

スラブペネトレーション

：スラブ（リソスフェア）が、マントル対流によって下部マントルに貫入する現象。

遷移層　：地下400 kmから650 kmまでの領域。この深さでは、鉱物が相転移を起こして、次々と新しい鉱物相に遷移していくので、この名がある。

地殻　　：地球表面から地下数10 kmまでの領域。

トロイダル磁場

：コアの磁場は、ポロイダル磁場とトロイダル磁場とに、数学的に分離できる。地球の自転軸の回りを回る、円環状の磁場をトロイダル磁場とよぶ。ポロイダル磁場は、子午面内の成分であり、地上で容易に観測できる。しかし、トロイダル磁場は、磁力線がコアの中で閉じているので、本質的に地上からでは観測困難である。

内核　　：地下5100 kmから地球中心までの領域。主成分は固体の鉄。

ニュートリノ

：レプトンの一種。電荷はなく、弱い相互作用しかもたないので、物質の透過能力が高い。

パイロライト

：地球深部の岩石モデルの一つ。カンラン石を主成分とする。

破壊靱性：線形破壊力学で定義された物理量で、材料の破壊強度を反映している。

B I F　：縞状鉄鉱床。鉄鉱石が縞模様を呈しているので、この名がある。オーストラリアのハマスレー鉄鉱床など、世界の大型鉄鉱山は、ほとんどB I Fである。

ビームフォーミング

：アレイにおける信号処理の技法。信号の到着時間のずれを適当に設定して、波形を重ねあわせS/N比を上げる。

ピクロジャイト

：地球深部の岩石モデルの一つ。パイロライトに比べてカンラン石が少なく、そのかわりガーネットが多い。

V L B I：Very Long Baseline Interferometry。数十億後年遠方のクエーサーなどの電波をもとにして、大陸間の距離を1 cmの精度で、地球の自転速度を0.1ミリ秒の精度で、それぞれ観測できる。

Phase B：鉱物の1種で、化学式は $\text{Mg}_{12}\text{Si}_4\text{O}_{19}(\text{OH})_2$ である。フロゴバイトより高い圧力でも安定なので、上部マントルにおける水のキャリアとして有望視されている。

フログパイト

：雲母の一種で化学式は $K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$ である。水を含むのが特徴的。

ペロブスカイト型

：結晶構造の1種。地球の主成分である $MgSiO_3$ は、下部マントルの温度圧力環境では、この結晶構造をとっていると考えられている。

ホットスポット

：ハワイのような、寿命が1千万年、体積が数万 km^3 の巨大な火山。日本の小さな火山とは違って、ホットスポットのマグマの供給源は、CMBであるという説がある。

ペリドタイト

：カンラン石を主成分とする岩石。

マグニチュード

：地震現象の大きさを表現するために、地震のエネルギーを対数表示したもの。

マグマ　：岩石が融けたもの。

マグマオーシャン

：約46億年前、地球が厚さ数100kmのマグマで覆われていたことが、理論的に推定されており、この仮想的な海を、そう呼んでいる。マグマオーシャンは、地球の進化においてきわめて重要な存在である。

マントル：地下数十kmから2900kmまでの領域。地球質量の70%をしめる。地震波速度分布によって、上部マントル、遷移層、下部マントルの3つに細分されている。

マントルアレイ

：マントル由来の岩石を化学分析して、ある2種類の元素の同位体比を二次元平面にプロットすると直線になった。この直線をマントル列（アレイ）とよぶ（De Paolo and Wasserburg, 1979）。

マントルゼノリス

：キンバライトなどの中に捕獲されている岩石。キンバライトマグマが、上昇する途中にあった岩石を引っかけて中に取り込んだもの。

メイジャライト

：ガーネットの1種。

モホ面（モホロビッチ不連続面）

：地下数十kmにある地震波不連続面。地殻とマントルとの境界。

モホール計画

：1950年代にアメリカで提案された計画。掘削によって、モホ面までの直接探査を行うことを目的とする。技術的および資金的

問題のために、実行されなかった。

リキダス温度

：液体の温度を下げていった時、液体から固体が析出しはじめる温度。融点の1種。

リソスフェア

：地表から地下100 km程度までの領域。すべての地殻と、マントルの上層部を含む。

和達（わだち）ベニオフゾーン

：深発地震の震源の空間分布は、平面状になることがわかっており、この平面を和達ベニオフゾーンとよぶ。